



Pro gradu -tutkielma
Maantiede
Luonnonmaantiede

Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelu kasvukauden aikana arktis- alpiinisessa ympäristössä

Panu Lammi

2020

Ohjaaja:
Miska Luoto

HELSINGIN YLIOPISTO
MATEMAATTIS-LUONNONTIETEELLINEN TIEDEKUNTA
GEOTIETEIDEN JA MAANTIETEEN LAITOS
MAANTIEDE

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty		Laitos/Institution–Department	
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Geotieteiden ja maantieteen osasto	
Tekijä/Författare – Author			
Panu Lammi			
Työn nimi / Arbetets titel – Title			
Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelu kasvukauden aikana arktis-alpiinisessa ympäristössä			
Oppiaine /Läroämne – Subject			
Maantiede			
Työn laji/Arbetets art – Level	Aika/Datum – Month and year	Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages	
Pro gradu	Marraskuu 2020	83	
<p>Arktis-alpiininen ympäristö, eli korkeilla leveysasteilla sijaitseva metsänrajan yläpuolinen paljakka, on äärevien ja ankarien ympäristöolosuhteiden muokkaama, hyvin pienipiirteisesti vaihteleva mosaiikkimainen ympäristö, jossa esiintyy monia eri biotooppeja. Keskeisessä osassa ympäristön toimintaprosesseja ovat maaperän kosteus ja lämpötila, jotka säätelevät varsinkin kasvillisuutta ja maaperän mikrobiotoimintaa. Maaperän kosteuden ja lämpötilan on havaittu vaihtelevan voimakkaasti niin alueellisesti kuin ajallisesti jo pienellä mittakaavatasolla. Silti niihin vaikuttavia mekanismeja on tutkittu kattavasti varsin vähän.</p> <p>Tässä tutkielmassa tutkittiin maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua arktis-alpiinisen ympäristön eri biotoopeissa. Tutkimusalue sijaitsee Kilpisjärvellä Saana- ja Korkea-Jehkas -tuntureiden rinteillä ja niiden välisessä laaksossa, jonne sijoitettiin systemaattisesti 1 200 yhden neliömetrin kokoista tutkimuspistettä 50 metrin etäisyyksille toisistaan. Maaperän kosteus ja lämpötila mitattiin tutkimuspisteiltä kolme kertaa kasvukauden aikana: kesä-, heinä ja elokuussa. Tutkimuspisteiltä kerättiin myös kattava kenttäaineisto, jota täydennettiin digitaalisesta korkeusmallista laskettavilla muuttujilla. Tutkimuksessa mallinnettiin tilastollisilla mallinnusmenetelmillä, miten topografia-, maaperä- ja kasvillisuusmuuttujat vaikuttavat maaperän kosteuden ja lämpötilan alueelliseen vaihteluun eri vaiheissa kasvukautta. Käytetyt mallinnusmenetelmät olivat yleistetyt additiiviset mallit (GAM), yleistetyt luokittelupuumenetelmät (GBM) ja satunnainen metsä (RF). Muuttujien vaikutusta havainnoitiin tarkastelemalla, miten muuttujaryhmien lisääminen vaikutti mallien selitys- ja ennustekykyihin. Lisäksi yksittäisten muuttujien vaikutusta maaperän kosteuteen ja lämpötilaan tutkittiin tarkastelemalla muuttujien suhteellisten merkitysosuuksia GBM-malleilla.</p> <p>Maaperän kosteus ja lämpötila vaihtelivat huomattavasti koko kasvukauden aikana, paitsi koko tutkimusalueella myös biotooppien sisällä. Maaperän lämpötila-arvot kasvoivat läpi kasvukauden. Maaperän kosteusarvot olivat puolestaan korkeimmillaan heinäkuussa ja alimmillaan elokuussa. Mallinnustulosten perusteella maaperän kosteuden ja lämpötilan alueelliseen vaihteluun vaikuttavat kesä- ja heinäkuussa vahvemmin topografia- ja maaperämuuttujat, ja elokuussa vastaavasti kasvillisuusmuuttujien vaikutus voimistuu. GBM-mallien mukaan yksittäisistä muuttujista maaperän kosteuden vaihtelua selittivät kaikkina mittausajankohtina eniten biotooppiluokka ja orgaanisen kerroksen paksuus. Maaperän lämpötilaa selittivät parhaiten puolestaan kaikkina mittausajanjaksoina säteily, jonka lisäksi siihen vaikutti voimakkaasti kesä- ja heinäkuussa myös korkeus merenpinnasta ja elokuussa maaperän kosteus. Pääsääntöisesti kosteusmallien selitys- ja ennustekyvyt laskevat kasvukauden edetessä maaperän kuivumisen seurauksena. Vastaavasti lämpötilamallien selitys- ja ennustekyvyt kasvavat kasvukauden edetessä maaperän lämpötila-arvojen kasvaessa.</p> <p>Tämän tutkimuksen tulokset tukevat ja laajentavat aiempien tutkimusten havaintoja maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellisen ja ajallisen vaihtelun mallintamisesta arktis-alpiinisessa ympäristössä. Tulevissa tutkimuksissa on tärkeää huomioida monipuolisesti erilaisten muuttujien vaikutuksia maaperän kosteuteen ja lämpötilaan. Lisäksi olisi syytä tutkia kattavammin maaperän kosteuden ja lämpötilan ajallista vaihtelua, jotta ymmärrettäisiin paremmin erityisesti ilmastomuutoksen vaikutuksia arktis-alpiinisen ympäristön biotooppeihin.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords			
Maaperän kosteus, maaperän lämpötila, biotoopit, arktis-alpiininen ympäristö, monimuuttujamallinnus			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
HELDA			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty		Laitos/Institution–Department	
Faculty of Science		Department of Geosciences and Geography	
Tekijä/Författare – Author			
Panu Lammi			
Työn nimi / Arbetets titel – Title			
Soil moisture and temperature variation during growing season in arctic-alpine environment			
Oppiaine /Läroämne – Subject			
Geography			
Työn laji/Arbetets art – Level	Aika/Datum – Month and year	Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages	
Master's thesis	Marraskuu 2020	83	
Tiivistelmä/Referat – Abstract			
<p>The arctic-alpine tundra environment, located above treeline at mountainous areas in high latitudes, is a varying fine-scale mosaic of landscapes and biotopes driven by harsh and extreme environmental conditions. Soil moisture and temperature play a key part in the environmental processes of the area, as they regulate especially vegetation and soil microbial activity. Both soil moisture and temperature vary greatly in spatial as well as temporal scales even in small scale environments. Despite their variability and importance, the mechanisms driving these variables have been scarcely studied.</p> <p>In this study the focus was how soil moisture and temperature vary in the different biotopes of arctic-alpine environment in the Kilpisjärvi region. The study area is located in the slopes and valley between the fjells Saana and Korkea-Jehkas, where 1 200 study plots, 1 square meter in size and 50 meters from each other, were placed systematically. Soil moisture and temperature were measured from the plots three times during the growing season: in June, July and August. A vast collection of field measurements was gathered from the plots and then supplemented with variables extracted from a digital elevation model. The next step was to use statistical models to determine how topographic, soil and vegetation variables affect the spatial variability of soil moisture and temperature during the growing season. The methods used were Generalized Additive Models (GAM), Generalized Boosted Methods (GBM) and Random Forest (RF). The effect of the variables was studied by how adding different variable groups affected the explanatory and predictive powers of the different models. In addition the effect of individual explaining variables was examined by their relative influence on GBM-models.</p> <p>Soil moisture and temperature varied significantly during entire growing season and not only in the entire study area but also within biotopes as well. Soil temperature values increased throughout the growing season, whereas soil moisture values were highest in July and lowest in August. Modelling results suggest that topography and soil variables have stronger effect in June and July and the effect of vegetation variables strengthens in August. GBM-models suggest that the best individual variable in explaining soil moisture's spatial variation during all field measurement periods is biotope class and organic layer depth. The best individual variable explaining soil temperature's spatial variation during all field measurement periods is potential solar radiation. In addition elevation has a strong effect in June and July and soil moisture in August. In principle, the moisture models' explanatory and predictive powers decrease during growing season due to drying soil while temperature models' explanatory and predictive powers increase due to warming soil.</p> <p>The results of this study support and expand the findings of former studies on spatial and temporal variation of soil moisture and temperature modelling in arctic-alpine environment. In future studies it is important to consider the impact of using different variables in soil moisture and temperature in a versatile way. It is also important to study the temporal variation of soil moisture and temperature more thoroughly to understand the effects of climate change on arctic-alpine biotopes better.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords			
Soil moisture, soil temperature, biotopes, arctic alpine environment, multivariate modelling			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
HELDA			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

Sisällysluettelo

1. Johdanto.....	1
2. Tutkimuskysymykset.....	3
3. Teoreettinen viitekehys.....	4
3.1. Arktis-alpiininen ympäristö ja biotoopit	4
3.2. Maaperän kosteus ja lämpötila	5
3.3. Maaperän kosteuteen ja lämpötilaan vaikuttavat tekijät	6
3.3.1. Ilmasto ja topografia	6
3.3.2. Maaperä.....	9
3.3.3. Kasvillisuus.....	10
3.3.4. Lumi ja routa.....	11
3.4. Maaperän kosteuden alueellinen ja ajallinen vaihtelu.....	13
4. Tutkimusalue	15
5. Tutkimusaineisto.....	18
5.1. Kentältä kerätty aineisto.....	18
5.2. Lämpölokiaineisto ja maaperän lämpötila-arvojen korjaaminen	20
5.3. Topografinen aineisto.....	22
5.4. Kenttätyö- ja topografia-aineistoista saatujen ympäristömuuttujien vaihtelu tutkimusalueella.....	23
5.1. Biotooppiaineisto.....	23
6. Analyysi- ja mallinnusmenetelmät	28
6.1. Ympäristömuuttujien väliset korrelaatiot.....	28
6.2. Spatiaalinen autokorrelaatio	29
6.3. Tilastolliset mallinnusmenetelmät.....	29
6.3.1. Yleistetyt additiiviset mallit (GAM).....	29
6.3.2. Yleistetyt luokittelupuumenetelmät (GBM)	30
6.3.3. Satunnainen metsä (RF).....	30
6.3.4. Mallinnuksen kulku.....	31
7. Tulokset	33
7.1. Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelu biotoopeissa kasvukauden aikana.....	33
7.2. Maaperän kosteutta ja lämpötilan vaihtelua kuvaavat tilastolliset mallit.....	37
7.3. GBM-mallien suhteelliset merkitykset.....	42

8. Tulosten tarkastelu.....	45
8.1. Maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellinen vaihtelu kasvukauden aikana	46
8.2. Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelun mallintaminen	49
8.3. Tulosten luotettavuus	53
8.4. Jatkotutkimukset.....	55
9. Johtopäätökset.....	57
10. Kiitokset	59
Kirjallisuus	60
Liitteet	72

1. Johdanto

Äärevät ja ankarat ilmasto-olosuhteet, vaihteleva topografia, lyhyt kasvukausi sekä pitkään maassa pysyvä lumipeite ovat tyypillisiä arktis-alpiiniselle ympäristölle eli pohjoisten alueiden metsänrajan yläpuoliselle paljakalle eli vuoristotundralle (Billings 1974; Litaor ym. 2008). Ympäristötekijöiden suuret alueelliset ja ajalliset vaihtelut ovat luoneet hyvin pienipiirteisesti vaihtelevan, monista eri luontotyypeistä eli biotoopeista koostuvan, mosaiikkimaisen maiseman (Rose & Malanson 2012; Suvanto ym. 2014; Niittynen ym. 2020). Pienellä alueella voi esiintyä lähekkäin esimerkiksi pensaita, kosteita niittyjä ja soistumia, kuivia kankaita sekä karuja kivikoita ja lumenviipymiä.

Arktis-alpiininen ympäristö on hyvin herkkä häiriöille, joista ilmastonmuutos on yksi merkittävimmistä (Post ym. 2009; Pääkkö ym. 2018). Kansainvälinen ilmastopaneeli IPCC on ennustanut ilmastonmuutoksen vaikutusten olevan arktisilla alueilla huomattavia (Stocker ym. 2013). Näistä havaittavissa on jo nyt esimerkiksi ilman keskilämpötilojen nousua, sademäärien kasvua, lumipeitteisen ajan lyhentymistä, tundran vihertymistä eli pensastumista sekä muutoksia biotooppien levinneisyysalueissa (Callaghan ym. 2011; Myers-Smith ym. 2011; Bitanja & Andry 2017). Ilmastonmuutoksen seurauksena kylmien ääriolosuhteiden arktis-alpiinisten biotooppien esiintymisalueet ovat häviämässä. Esimerkiksi Suomessa 38 % tuntureiden arktis-alpiinisen ympäristön biotoopeista on jo luokiteltu uhanalaisiksi (Pääkkö ym. 2018).

On tärkeää tutkia tämän ympäristön toimintaprosesseja ja aineiden kiertoa, jotta voidaan ymmärtää esimerkiksi ilmastonmuutoksen vaikutuksia arktis-alpiinisessa ympäristössä. Maaperän kosteus ja lämpötila ovat näissä keskeisessä osassa (Legates ym. 2010; Scherrer & Körner 2011). Erityisesti maaperän kosteus säätelee vahvasti kasvillisuutta toimimalla kasveille erittäin tärkeänä vesivarastona (Williams ym. 2009; le Roux ym. 2013; Kemppinen ym. 2019). Maaperän lämpötila säätelee puolestaan erityisesti maaperän mikrobitoimintaa ja respiraatiota (Rustad ym. 2001; Yuste ym. 2007; Frindte ym. 2019). Lisäksi maaperän kosteus ja lämpötila ovat yhteydessä esimerkiksi haihduntaan ja ilmastoon (Mauser & Schändlich 1998; Seneviratne ym. 2010; Tuttle & Salvucci 2016), paikalliseen hydrologiaan (Hinzman & Kane 1992; Williams ym. 2009), geomorfologisiin (Smith ym. 2012; Winkler ym. 2016) ja arktisilla alueilla varsinkin periglasiaalisiin prosesseihin (Matthews ym. 1998; French 2007:105; Fisher ym. 2016) sekä aineiden ja energian kiertoon (Allen ym. 2011; Arndt ym. 2019). Lisäksi maaperän kosteudella lämpötilalla on keskinäisiä vaikutussuhteita (Graham ym. 2012; Aalto ym. 2013; Gamon ym. 2013).

Kasvillisuuden tavoin myös maaperän kosteuden ja lämpötilan on havaittu vaihtelevan pienellä mittakaavatasolla paljon varsinkin arktis-alpiinisessa ympäristössä niin alueellisesti (Scherrer & Körner 2010; le Roux ym. 2013) kuin ajallisesti (Parton & Logan 1981; Western ym. 2002). Tutkimuksia on kuitenkin tehty melko vähän pienellä mittakaavatasolla esimerkiksi tutkimusten edellyttämien laajojen kenttätöresurssien takia (Famiglietti ym. 2008). Lisäksi resoluutioltaan tarkkoja kaukokartoitusaineistoja on toistaiseksi ollut vain rajallisesti käytössä (Western ym. 2002). Viime aikoina muun muassa uudet tarkkaresoluutioiset korkeusmallit ovatkin tuoneet uusia mahdollisuuksia varsinkin topografian vaikutusten tutkimiseen (Sørensen & Seibert 2007; Kemppinen ym. 2018).

Tarkastelun mittakaava vaikuttaa paljon siihen, mitkä ympäristömuuttujat vaikuttavat maaperän kosteuden ja lämpötilan alueelliseen vaihteluun (Western ym. 2002; Wundram ym. 2010). Suurella mittakaavatasolla keskeisiä säätelijöitä ovat ilmasto ja topografia, mutta pienellä mittakaavatasolla ilmaston vaikutus vähenee ja sen sijaan esimerkiksi maaperän ja kasvillisuuden vaikutukset korostuvat (Pape ym. 2009; Scherrer & Körner 2011; Aalto ym. 2013). Tutkimuksissa on myös havaittu, että eri ympäristömuuttujien vaikutussuhteet vaihtelevat eri ajankohtina (Gamon ym. 2013; Chaney ym. 2015). Kasvillisuuden vaikutus maaperän kosteuteen ja lämpötilaan on vahvimmillaan keskellä kasvukautta, kun taas lumien sulamisvedet vaikuttavat vahvasti keväällä ja alkukesästä (Edwards ym. 2007). Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua tulisikin tutkia kokonaisvaltaisesti huomioiden eri muuttujia.

Viime aikoina maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua on tutkittu varsinkin tilastollisessa mallinnuksessa käytettävillä monimuuttujamenetelmillä, joiden avulla voidaan tarkastella usean muuttujan vaikutussuhteita yhdessä sekä luoda alueellisia ennustemalleja uusille alueille (Aalto ym. 2013; Kemppinen ym. 2018). Kuitenkin kasvillisuusmuuttujien vaikutusta pienellä mittakaavatasolla on tutkittu melko vähän (Penna ym. 2013). Tarpeen olisi myös tutkia enemmän ympäristömuuttujien vaikutussuhteiden voimakkuuksia eri ajankohtina (Engstrom ym. 2005; Kemppinen ym. 2018). Maaperän kosteuden ja lämpötilan pienen mittakaavatason tutkimusalueina ovat usein toimineet yksittäiset tutkimusruudut (le Roux ym. 2013), vuorenrinteet (Penna ym. 2009; 2013; Scherrer & Löffler 2011) tai valuma-alueet (Bárdossy & Lehmann 1998; Löffler 2005; Williams ym. 2009). Sen sijaan biotooppikohtaista tarkastelua on tehty hyvin vähän (Suggitt ym. 2011; Graham ym. 2012).

2. Tutkimuskysymykset

Tässä pro gradu -tutkielmassa tarkastellaan hyvin kattavalla tutkimusaineistolla maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua arktis-alpiinisen ympäristön biotoopeissa kasvukauden eri vaiheissa. Lisäksi tutkimuksessa mallinnetaan tilastollisilla mallinnusmenetelmillä topografian, maaperän ja kasvillisuuden vaikutuksia maaperän kosteuden ja lämpötilan pienen mittakaavatason vaihteluun kasvukauden eri vaiheissa. Tutkielma vastaa seuraaviin tutkimuskysymyksiin:

1. Miten maaperän kosteus ja lämpötila vaihtelevat arktis-alpiinisen ympäristön biotoopeissa kasvukauden eri vaiheissa?

Hypoteesi: Eri biotoopit ilmentävät erilaisia ympäristöolosuhteita, joissa maaperän kosteus ja lämpötila ovat arktis-alpiinisessa ympäristössä merkittävässä osassa (Kontula ym. 2008; Williams ym. 2009). Siksi maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihteluissa on odotettavissa eroja biotooppien välillä. Osassa biotoopeissa maaperän kosteus- ja lämpötilaolot saattavat pysyä melko tasaisina koko kasvukauden ajan, kun taas toisissa biotoopeissa ne saattavat vaihdella paljonkin.

2. Miten topografia-, maaperä- ja kasvillisuusmuuttujat vaikuttavat maaperän kosteuden ja lämpötilan alueelliseen vaihteluun sekä niitä kuvaavien tilastollisten mallien selitys- ja ennustekykyyneen kasvukauden eri vaiheissa?

Hypoteesi: Maaperän kosteuteen ja lämpötilaan vaikuttavat monet tekijät, joista merkittävimmät ovat erilaiset topografia-, maaperä- ja kasvillisuusmuuttujat (Aalto ym. 2013). Näin ollen tilastollisten mallien selitys- ja ennustekyvyn voi olettaa parantuvan kyseisten muuttujien avulla. Muuttujien välisissä vaikutussuhteissa on kuitenkin eroja kasvukauden eri aikoina. Esimerkiksi kasvillisuusmuuttujien vaikutuksen pitäisi vahvistua kasvukauden edetessä (Western ym. 1999; Pape ym. 2009).

3. Teoreettinen viitekehys

3.1. Arktis-alpiininen ympäristö ja biotoopit

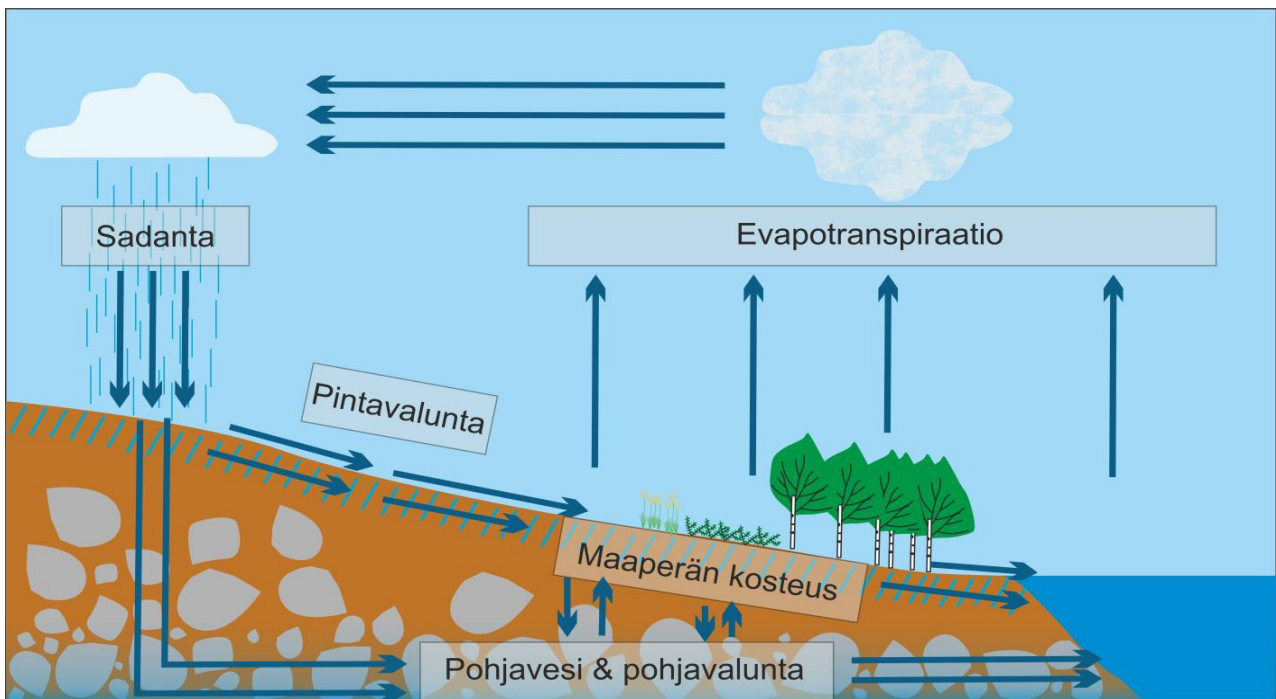
Pohjoisten kylmien ilmasto-alueiden puuttomia alueita kutsutaan tundraksi. Käsitteenä tundra on kuitenkin hyvin laaja ja se kattaa niin pohjoisesta sijainnista johtuvan arktisen tundra-alueen, vuoristoissa korkeudesta johtuvan alpiinisen alueen sekä näiden välimuodon, arktis-alpiinisen alueen, jossa tundrakasvillisuus johtuu molemmista tekijöistä yhdessä (Billings & Mooney 1968). Arktis-alpiinisia alueita esiintyy arktisten alueiden eteläpuolisilla ylänköalueilla ja vuoristoissa, kuten Fennoskandiassa. Arktis-alpiinisille alueille tyypillisiä ovat läpi vuoden alhaiset keskilämpötilat, lyhyt kasvukausi, pitkä ja luminen talvi sekä muuten haastavat ja vaihtelevat ympäristöolosuhteet (Billings 1974). Vähäisen säteilymäärän ja kylmän ilman lämpötilan vuoksi luminen aika kestää esimerkiksi Fennoskandian arktis-alpiinisilla alueilla noin kahdeksan kuukautta (Dingman 1994). Kasvukausi kestää vastaavasti kolmesta neljään kuukautta, tosin pitkään lumessa olevilla lumenviipymäpaikoilla vielä vähemmän.

Ympäristöolosuhteet vaihtelevat arktis-alpiinisilla alueilla paljon sekä alueelliset että ajallisesti, jonka vuoksi niiden kasvillisuus muodostaa pienipiirteisesti vaihtelevan, mosaiikkimaisen ympäristön, jossa esiintyy useita erilaisia biotooppeja (Rose & Malanson 2012; Suvanto ym. 2014; Niittynen ym. 2020). Biotoopit määritellään elinympäristöiksi, joiden sisällä vallitsevat samankaltaiset ympäristötekijät ja niitä ilmentävä kasvillisuus (Udvardy 1959; Kontula ym. 2008). Biotooppien synonyymeinä puhutaan toisinaan myös ”habitaateista”, joilla viitataan suomen kielessä usein eläinten elinympäristöihin sekä ”luontotyypeistä”, jotka voivat tarkoittaa sekä kasvien että eläinten elinympäristöjä (Kontula ym. 2008).

Arktis-alpiinisessa ympäristössä esiintyvistä biotoopeista yleisimmät ovat kuivahkot, varpuvaltaiset tunturikankaat sekä rehevät, ruohovaltaiset tunturiniityt (Norokorpi ym. 2008). Lisäksi korkeilla paikoilla esiintyy myös kivikoita sekä lumenviipyymiä, joilla kasvillisuus on usein niukkaa. Vastaavasti arktis-alpiinisen ympäristön alaosissa esiintyy pensaikoita, ja metsänrajan läheisyydessä laikuittain myös puita. Metsänrajan muodostaa Fennoskandiassa pääosin tunturikoivikko, ja tämä vaihtumisvyöhyke luokitellaan varsinkin Suomessa usein kuuluvaksi arktis-alpiiniseen ympäristöön (Norokorpi ym. 2008; Väre & Partanen 2012; Pääkkö ym. 2018).

3.2. Maaperän kosteus ja lämpötila

Maaperän kosteudella tarkoitetaan yleensä pintamaan huokosissa olevaa vapaata vettä (Seneviratne ym. 2010). Se on olennainen osa hydrologista kiertoa (kuva 1). Maaperän kosteus saa vetensä pääosin sateista ja pinta-valunnasta (Grayson ym. 1997). Arktis-alpiinisissa ympäristöissä maaperän kosteuden merkittävänä lähteenä toimii varsinkin keväällä ja kesällä myös sulavasta lumesta vapautuva vesi (Taylor & Seastedt 1994; Luus ym. 2013; Liao & Zhuang 2017). Vettä voi nousta syvältä maaperästä pintamaahan kapillaari-ilmion vaikutuksesta (Seneviratne ym. 2010). Kuivemmissa ympäristöissä kasvit saattavat myös nostaa vettä pintamaahan syvemmältä maaperästä juurien aiheuttaman hydraulisen nosteen avulla (Horton & Hart 1998). Kasveille maaperän kosteus toimiikin erittäin tärkeänä vesivarastona (Taylor & Seastedt 1994; le Roux ym. 2013; Kempainen ym. 2019). Maaperästä vettä haihtuu ilmakehään sekä suoraan (evaporaatio) että kasvien välityksellä (transpiraatio) (Allen ym. 2011; Raz-Yaseef ym. 2017). Lisäksi maaperän kosteus voi vajota pohjavedeksi sekä kulkeutua pintamaassa vesistöihin maaperän huokosissa olevien pienten tunneleiden kautta pintavesiin (*Pipeflow*) (Arnell 2002:84; Väisänen 2005).



Kuva 1. Yksinkertaistettu kaavakuva veden hydrologisesta kierrosta. Maaperän kosteus on peräisin sadannasta, pinta-valunnasta sekä pohjavedestä kapillaari-ilmion ja kasvien hydrologisen nosteen seurauksena. Maaperästä vesi joko vajoaa pohjavedeksi, valuu lateraalisesti tai haihtuu joko suoraan maanpinnalta tai kasvillisuuden välityksellä.

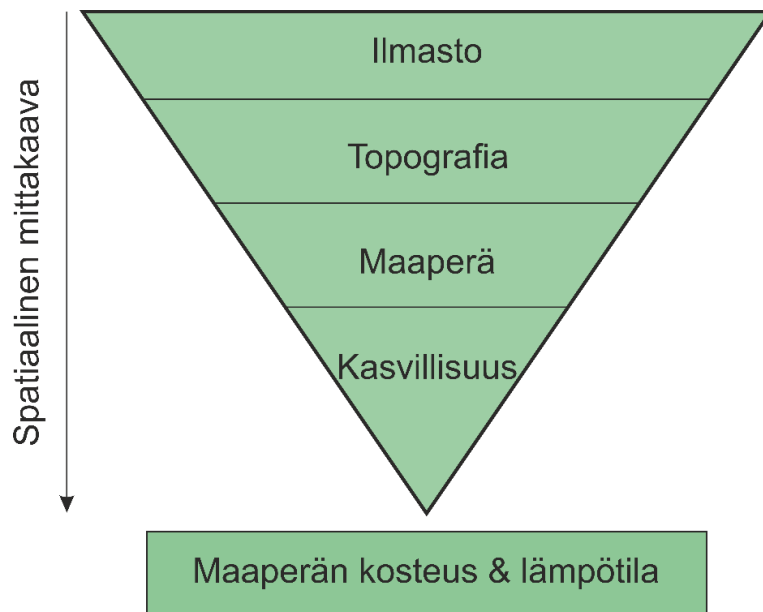
Maaperän lämpötilalla tarkoitetaan usein maanpinnan alapuolisen kerroksen lämpötilaa, joka on usein eri kuin maanpinnan lämpötila (Parton ym. 1981; Green ym. 1983; Graham ym. 2012). Auringon säteily sekä ilman lämpötila lämmittävät maanpintaa, josta lämpöä johtuu syvemmälle maahan. Maanpinnan lämpötila on korkeimmillaan vuorokauden säteilymaksimin aikaan, mutta johtumiseen kuluvan ajan takia maaperän lämpötila voi olla korkeimmillaan vasta useita tunteja myöhemmin, jopa auringonlaskun jälkeen (Parton ym. 1981). Maaperän lämpötilan vuorokautinen vaihtelu ei myöskään ole yhtä voimakasta kuin maanpinnan lämpötilalla (Green ym. 1983; Blankship ym. 2014). Maaperän lämpötila säätelee varsinkin maaperän mikrobitoimintaa, kasvien ja erityisesti juurten kasvua sekä aineiden, kuten hiilen ja typen kiertoa toimien näiden prosessien energianlähteenä (Rustad ym. 2001; Knoepp & Swank 2002; Karu ym. 2014).

3.3. Maaperän kosteuteen ja lämpötilaan vaikuttavat tekijät

Maaperän kosteuden ja lämpötilan alueelliseen ja ajalliseen vaihteluun vaikuttavat monet eri ympäristötekijät, joiden vaikutukset riippuvat paljon tarkastelumittakaavasta (kuva 2; Enetkhabi ym. 1996; Calaghan ym. 2011; Aalto & Luoto 2014). Alueellisella mittakaavatasolla maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua selittävät pääasiassa ilmasto ja topografia, kun taas pienipiirteisempää, paikallista ja mikrotason vaihtelua selittävät näiden lisäksi esimerkiksi maaperän ominaisuudet ja kasvillisuus (Aalto ym. 2013; Chaney ym. 2015; Kemppinen ym. 2018). Eri aluetasot pystyvät tosin olemaan myös yhteydessä toisiinsa ja maaperän kosteuden ja lämpötilan alueelliseen vaihteluun voivat vaikuttaa yhtä aikaa usean aluetason tekijät (Kemppinen ym. 2020).

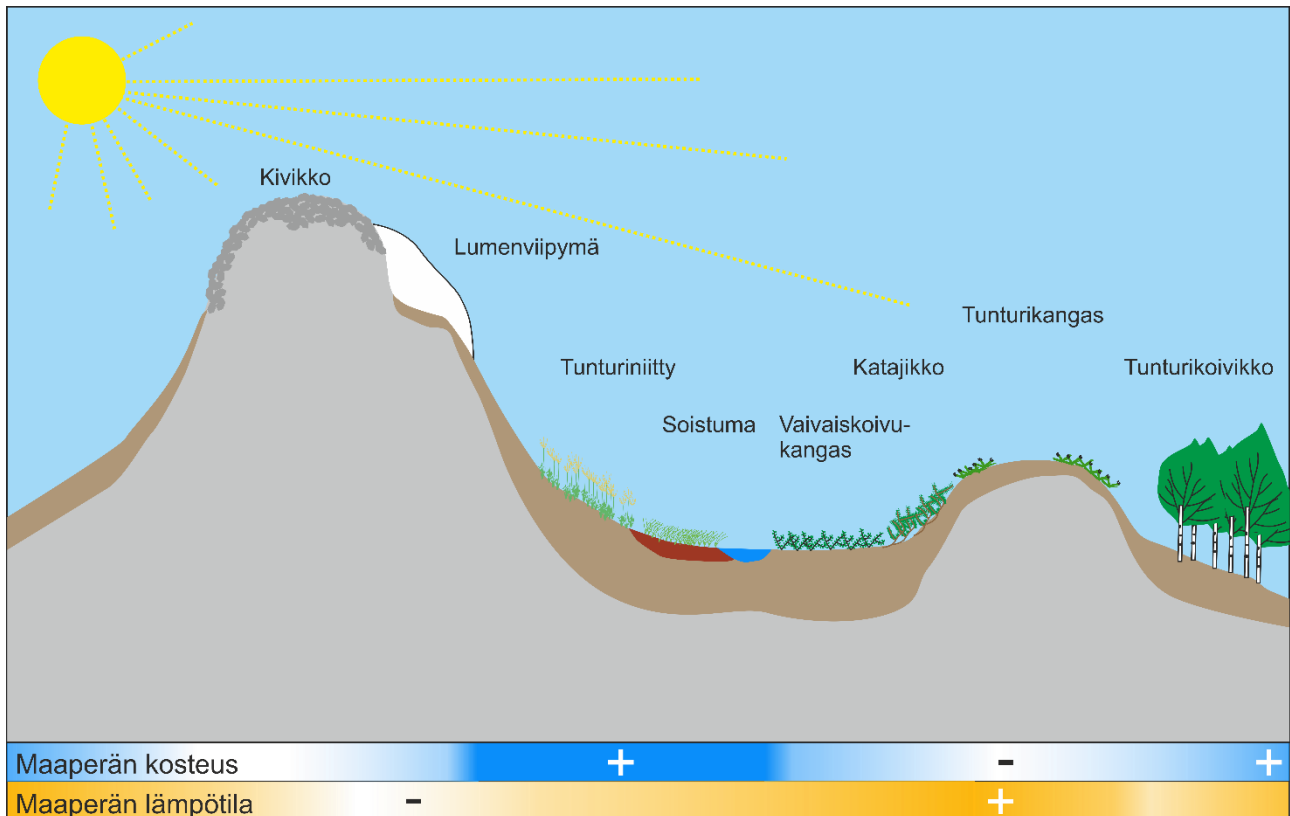
3.3.1. Ilmasto ja topografia

Ilmasto on merkittävä maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua selittävä tekijä varsinkin suurella tarkastelumittakaavalla (Mihalakakou 2002; Dai ym. 2004; Seneviratne ym. 2010). Ilmastotekijät ovat kuitenkin esimerkiksi vuoristoisilla alueilla vahvasti topografian säätelemiä. Esimerkiksi ilman lämpötila laskee vuoristoissa keskimäärin 0,6 °C korkeuden kasvaessa 100 metrillä (Green & Harding 1980). Vuoret ohjaavat myös tuulia sekä sateiden jakautumista. Pienellä enintään muutaman neliökilometrin kokoisella mittakaavatasolla sademäärät ovat kuitenkin pääasiassa melko samanlaisia, joten itse vesisade ei selitä maaperän kosteuden vaihtelua tällä tasolla kovin hyvin (Grayson ym. 1997).



Kuva 2. Maaperän kosteutta ja lämpötilaa selittävien ympäristötekijöiden vaikutukset vaihtelevat usein eri mittakaavatasoilla. Ilmasto selittää maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua yleensä laajalla, useiden neliökilometrien kokoisella alueella. Mittakaavan pienentyessä maaperän kosteutta ja lämpötilaa selittävät vahvemmin topografia ja maaperä. Kasvillisuus vaikuttaa puolestaan maaperän kosteuden ja lämpötilan hyvin pienipiirteiseen, esimerkiksi muutaman neliömetrin kokoisella alueella tapahtuvaan vaihteluun. Kakki yllä mainitut tekijät vaikuttavat kuitenkin joko suorasti tai epäsuorasti toisien ympäristötekijöiden välityksellä kaikilla eri tarkastelutasoilla. Muokaten Aalto & Luoto 2014.

Topografia kuitenkin vaikuttaa voimakkaasti siihen, miten vesi sateiden jälkeen kulkeutuu ja jakautuu maaperässä (Grayson & Western 2001). Tässä keskeisinä tekijöinä ovat rinteiden kaltevuus sekä paikan sijainti suhteessa muuhun ympäristöön eli mesotopografia (Weiss 2001; le Roux ym. 2013). Vesi valuu huipulta ja rinteiltä kertyen alavammille maille sekä painanteisiin (kuva 3; Billings ym. 1973; Anderson & Burt 1978). Tämän vuoksi maaperän kosteus on suurimmillaan painanteissa sekä rinteiltä alas virtaavien joenuomien ympärillä (Grayson ym. 1997; Kemppinen ym. 2018). Veden liikkeiden tutkimista varten on kehitetty erilaisia topografiaan perustuvia indeksejä, joista esimerkiksi topografinen sijainti-indeksi (TPI) ja topografinen kosteusindeksi (TWI) ovat yleisesti tutkimuksissa käytettyjä (Western ym. 1999; Ågren ym. 2014). TPI kuvaa tietyn pisteen topografista sijaintia suhteessa ympäristöönsä, eli sijaitseeko piste huipulla, rinteessä, painanteessa vai tasamaalla (Weiss 2001). TWI puolestaan kuvaa tietyn pisteen sijaintia osana valuma-aluetta (Beven & Kirkby 1979). Indeksissä huomioidaan rinteiden kaltevuus sekä pisteen yläpuolisen valuma-alueen pinta-ala. Mitä suurempi indeksin arvo, sitä enemmän pisteeseen voi kertyä vettä.



Kuva 3. Topografia ohjaa vahvasti maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellista vaihtelua sekä suorasti että epäsuorasti yhdessä pienilmaston, lumipeitteen, maaperän ja kasvillisuuden kanssa. Huiput ovat usein viileitä alueita johtuen korkeuden aiheuttamista kylmistä ilmanlämpötiloista. Ne ovat myös usein kuivia, sillä vesi valuu helposti ohuesta ja kivisestä maaperästä alavammille maille. Etelärinteet saavat runsaasti säteilyä, joten ne ovat lämpimiä ja sitä myöten kuivia. Sen sijaan varjoisilla pohjoisrinteillä esiintyy usein lumenviipymiä, jotka vapauttavat kosteutta niiden alapuolisille alueille pitkälle kesään. Samalla maaperän lämpötila pysyy niissä melko matalana. Alavilla mailla on yleensä runsaampi kasvillisuus kuin huipuilla ja ylärinteillä. Maaperä on rinteisiin verrattuna paksumpi ja sen päälle syntyy kasvien hajotuksen seurauksena orgaanista ainesta, joka pidättää tehokkaasti vettä. Veden suuren ominaislämpökapasiteetin vuoksi kosteat alueet ovat usein myös viileämpiä, toisin kuin esimerkiksi hiekkaiset harjanteet, jotka lämpenevät helposti. Maaperän kosteus ja lämpötila vaikuttavat yhdessä muiden ympäristötekijöiden kanssa kasvillisuuteen, minkä seurauksena arktis-alpiinisessä ympäristössä esiintyy erilaisia biotooppeja eri alueilla. Kasvillisuudella on puolestaan takaisinkytkentöjä maaperän kosteuden ja lämpötilan kanssa. Se vaikuttaa muun muassa varjostamalla maata, ottamalla siitä vettä sekä muuttamalla haihduntaa.

Rinteen avautumissuunta ja kaltevuus vaikuttavat huomattavasti maaperän lämpötilaan vaikuttamalla säteilyn alueelliseen jakautumiseen (Shreve 1924; Wundram ym. 2010; Graham ym. 2012). Pohjoisilla alueilla etelään avautuvat rinteet saavat pohjoisrinteitä huomattavasti enemmän maanpintaa lämmittävää säteilyä, jonka myötä maaperän lämpötila nousee (kuva 3). Säteilymäärää tehostaa rinteen jyrkkyys, sillä mitä suurempi on säteiden kohtaamiskulma maanpinnan kanssa, sitä enemmän säteilyä se saa (Lakhani & Davis 1982; Böhner & Antonic 2009). Vähäisemmän säteilymäärän sekä siitä seuraavan matalamman ilman lämpötilan vuoksi myös maaperän lämpötila pysyy etelärinteitä matalampana. Topografia ohjaa ilmaston lisäksi myös muita maaperän kosteuteen ja lämpötilaan vaikuttavia tekijöitä, kuten maaperän ominaisuuksia ja kasvillisuutta (kuva 3).

3.3.2. Maaperä

Maaperä on kallioperän päällä olevaa irtainta maa-ainesta, joka koostuu kiinteistä partikkeleista ja niiden välissä olevasta ilmasta ja vedestä (Arnell 2002:65). Maaperän ominaisuuksien vaikutukset maaperän kosteuteen perustuvat pääasiassa maaperän kykyyn pidättää vettä (Cosby ym. 1984; Western ym. 2002). Maaperän lämpötilaan vaikuttavat puolestaan pääasiassa pintamaan albedo, maaperän lämmönjohtavuus ja ominaislämpökapasiteetti (Shiozawa & Campbell 1990; Noborio ym. 1996). Näihin kaikkiin vaikuttavat varsinkin maaperän raekokojakauma, maaperän paksuus sekä orgaanisten ja mineraaliainesten osuudet, jotka vaihtelevat eri maalajien välillä.

Karkeat mineraalimaalajit, kuten hiekka ja sora ovat usein hyvin löyhiä ja ilmavia maalajeja, joiden välissä vesi pääsee helposti liikkumaan joko lateraalisesti, suodattumalla pohjavedeksi tai haihtumalla ilmakehään (Arnell 2002; Väisänen 2005). Sen sijaan hienorakeisemmat maalajit, kuten siltti ja savi ovat pääasiassa hyvin tiiviitä ja pidättävät hyvin vettä (Cosby ym. 1984; Arnell 2002:71). Myös maaperän lämmönjohtavuuksissa on eroja. Esimerkiksi hiekkaisilla mailla lämmönjohtavuus on huono, jonka vuoksi ne lämpenevät helposti, kun taas hienorakeiset maalajit ovat tiiviitä ja niiden lämmönjohtavuus on hyvä. Maaperän paksuus vaikuttaa vastaavasti varsinkin maaperän kosteuteen. Fennoskandiassa maaperä on monin paikoin hyvin ohutta, mikä lisää pintavaluntaa ja maaperän kosteutta silloin, kun vesi ei pääse vajoamaan pohjavedeksi (Cosby ym. 1984). Maaperän paksuus vaikuttaa puolestaan varsinkin maaperän kosteuteen.

Eloperäiset eli orgaaniset maalajit eroavat ominaisuuksiltaan paljon mineraalisista maalajeista. Varsinkin arktis-alpiinisessä ympäristössä syntyy paljon orgaanista maata, koska kylmän ilmaston, kostean maan ja vähäisen haihdunnan vuoksi eloperäisen kasviaineksen hajotustoiminta on hidasta

(Seppälä 2005:67). Orgaaninen aines esiintyy yleensä mineraalimaan päällä yhtenäisenä kerroksena, mutta esimerkiksi arktis-alpiinisessa ympäristössä kerrokset voivat sekoittua esimerkiksi periglasiaalisten prosessien, kuten routakuohunnan tai vuotomaailmiön seurauksena (French 2007:225).

Orgaaniset maalajit pidättävät hyvin vettä, jonka vuoksi maaperän kosteus pysyy usein tasaisen korkeana (Penna ym. 2009). Ne ovat myös hyviä lämpöeristeitä, sillä niiden ominaislämpökapasiteetti on suuri ja lämmönjohtavuus pieni. Toisaalta orgaaniset maalajit ovat väriltään usein tummia, joten ne absorboivat säteilyä hyvin, jolloin niiden pinta lämpenee helposti. Vedellä on suuri ominaislämpökapasiteetti, jonka vuoksi kostea maa lämpenee kuivaa maata hitaammin. Lämpimämmässä maassa puolestaan haihdunta on voimakkaampaa, minkä vuoksi maaperän kosteus vähenee nopeammin (Western ym. 2002). Toisaalta vesi sitoo haihtuessaan lämpöenergiaa itseensä, mikä taas vähentää maaperän lämpötilaa (Aalto ym. 2013). Maaperän kosteus vaikuttaa myös maaperän albedoon, sillä usein kostea maa on kuivaa tummempaa, joten se absorboi kuivaa maata enemmän säteilyä. (Eltahir 1998; Lobell & Asner 2002).

3.3.3. Kasvillisuus

Maaperän kosteus ja lämpötila ovat tärkeitä kasvillisuuteen vaikuttavia tekijöitä, mutta näiden välillä on myös monia takaisinkytkentöjä (le Roux ym. 2013). Kasvillisuuden vaikutus maaperän kosteuteen ja lämpötilaan liittyy pääasiassa kasvillisuuden tuomaan varjostukseen, kasvien vedenottoon maaperästä ja evapotranspiraatioon (Green ym. 1983; Seneviratne ym. 2010; Graham ym. 2012). Kasvit varjostavat maanpintaa säteilyltä, jonka vuoksi maaperä kasvien alla lämpenee avoimia paikkoja vähemmän. Samalla maaperän kosteus on usein korkeampi pienemmän haihdunnan vuoksi (Kemppinen ym.2020). Toisaalta kasvit vaikuttavat maaperän kosteuteen myös ottamalla juurillaan vettä maaperästä tarpeisiinsa ja päästämällä sitä ilmakehään transpiraation välityksellä (Flerchinger & Pierson 1991; Liancourt ym. 2012; Kemppinen ym. 2020). Juuret myös muokkaavat maata kuohkeammaksi, jolloin vesi pääsee liikkumaan helpommin sen huokosissa (Kemppinen ym. 2020).

Kasvillisuus vaikuttaa maaperän kosteuteen myös interseption kautta (Arnell 2002). Sadevedestä osa jää kasvien lehdille ja rungolle, josta ne haihtuvat suoraan takaisin ilmakehään päätymättä lainkaan maaperään. Interseption määrä voimistuu kasvukauden aikana lehtipinta-alan lisääntyessä, mutta esimerkiksi Arnellin (2002:37) mukaan eniten interseptioon vaikuttavat kuitenkin runko ja oksat. Kasvipeitto suojaa maaperää myös tuulilta, jotka lisäävät haihduntaa avonaisilta paikoilta (Green ym.

1983). Korkeiden kasvien, pensaiden ja puiden tuulelta suojaavan vaikutuksen vuoksi ne kerryttävät talvella helposti lumipeitettä ympärilleen (Sturm ym. 2001; Sveinbjörnsson 2001; Kemppinen ym. 2020). Kasvillisuuden vaikutukset ovat usein paikallisia ja riippuvat biotoopin ominaisuuksista (Graham ym. 2012; Chaney ym. 2015). Esimerkiksi kuivilla kankailla kasvillisuuden antama suoja on vähäistä, jonka vuoksi ne kuivuvat helposti ja niiden lämpötila voi vaihdella huomattavasti, kun taas suojaisissa pensaikoissa vuorokautiset lämpötilaerot ovat usein maltillisempia. Pensaikot ovat usein myös kosteampia. Kasvillisuus vaikuttaa maaperän kosteuteen ja lämpötilaan myös säätelemällä orgaanisen kerroksen paksuutta (Penna ym. 2009). Orgaanista ainesta kertyy varsinkin kosteammissa painanteissa sekä vesistöjen äärellä.

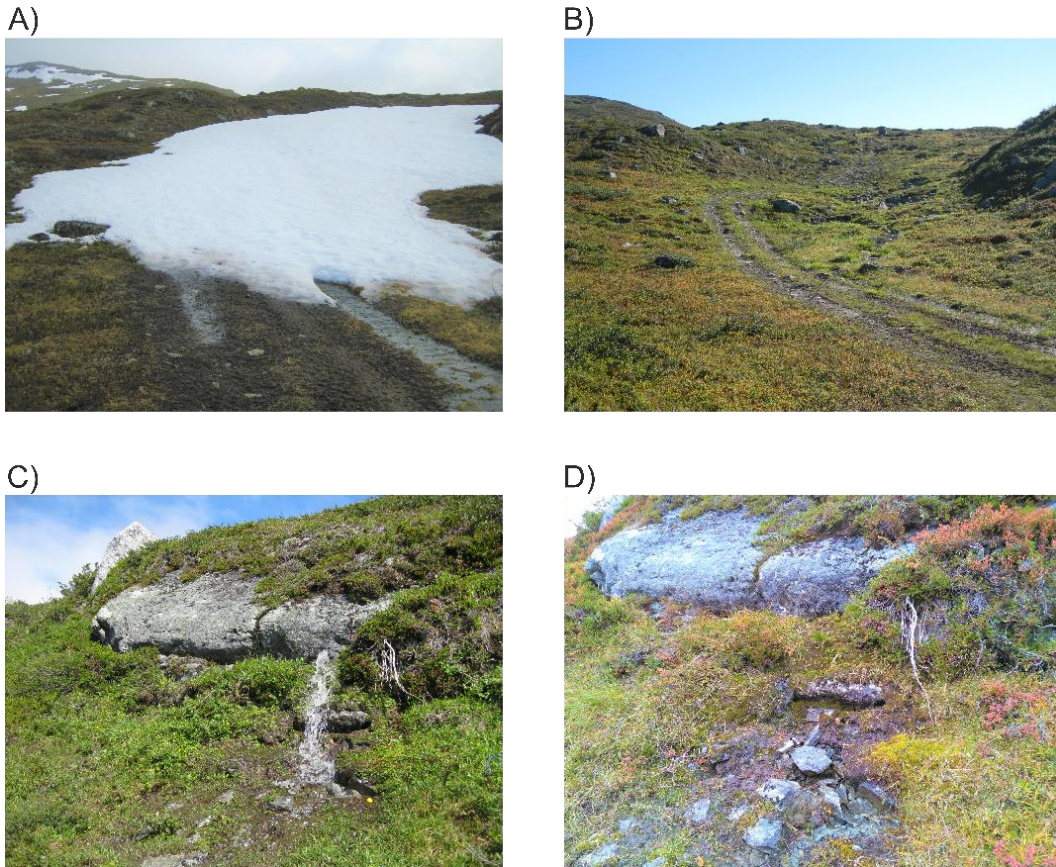
3.3.4. Lumi ja routa

Lumen alueelliseen jakautumiseen vaikuttavat pääasiassa alueelliset ja paikalliset ilmasto-olosuhteet, joita ohjaa monesti topografia (Young ym. 1997; Litaor ym. 2008; Harder & Pomeroy 2014). Vaihteleva topografia ohjaa alueellisesti sadepilvien liikkeitä ja varsinkin paikallisesti se vaikuttaa tuuliin, jotka siirtävät lunta tehokkaasti avonaisilta paikoilta rinteiden suojasivuille ja suojaisiin painanteisiin jopa useiden metrien paksuisiksi kinoksiksi (Winstral ym. 2002; Pohl & Marsh 2006; Litaor ym. 2008). Lumet sulavat arktisilta alueilta keväisin pääosin hyvin nopeasti (Kuusisto 2005:170–171). Sulavasta lumesta vapautuvasta vedestä noin kymmenen prosenttia valuu suoraan pintavesiin ja lopun imeytyessä maaperään (Liao & Zhuang 2017).

Suojaisissa ja varjoisissa paikoissa, varsinkin viileämmillä ylärinteillä lumi pysyy kuitenkin laikuittain maassa hyvin pitkälle kesään (Wundram ym. 2010). Nämä lumenviipymät sulavat usein hyvin hitaasti vapauttaen tasaisesti vettä maaperään ja vesistöihin (kuva 4; Billings & Mooney 1968; Legates ym. 2010; Blankship ym. 2014). Tämän vuoksi maaperän kosteus pysyy lumenviipymien alapuolisilla alueilla korkealla pitkään, mikä vaikuttaa puolestaan näiden paikkojen kasvillisuuteen (Williams ym. 2009).

Lumen tavoin myös routa pysyy maassa pitkään arktis-alpiinisessä ympäristössä. Huomattava osa arktisten alueiden roudasta on ikiroutaa, jossa maaperä on jäässä yli kaksi perättäistä vuotta. Lumi toimii vahvana eristeenä, joka hillitsee roudan sulamista (Christiansen ym. 2010). Routa toimii tehokkaana akvitaridina eli vettä läpäisemättömänä kerroksena, joka estää veden suotautumisen pohjavedeksi (Liao & Zhuang 2018). Tällöin vesi jää maan pintakerrokseen, mikä nostaa maaperän kosteutta. Myös routa on merkittävä vesivarasto, joka sulaessaan vapauttaa vettä maaperään ja

vesistöihin (kuva 4). Lumi ja routa vaikuttavat myös maaperän lämpötilaan pitämällä sen matalana. Lisäksi sulamisvesillä on maaperää viilentävä vaikutus. Lumen ja roudan sulettua maa kuivuu ja lämpenee usein hyvin nopeasti aiheuttaen kuivuusstressiä kasveille (Billings & Mooney 1968; Luus ym. 2013; Winkler ym. 2016).



Kuva 4. Kuvassa A) sulavasta lumesta vapautuu vettä maastoon 4.6.2016. Samasta paikasta 17.8.2016 otetussa kuvassa B) lumen sulamisveden vaikutus on loppunut ja maa kuivunut. Kuvassa C) Korkea-Jehkasin rinteellä oleva lähde, joka todennäköisesti saa vetensä sulavasta roudasta ja pohjavedestä 8.7.2016. Lähdepurkauksen ympärillä on suuresta kosteudesta johtuen runsas kasvillisuus. Kuvassa D) samasta paikasta 18.9.2017 otettu kuva, jossa lähde on kuivunut. Ympäristöolosuhteet voivat vaihdella merkittävästi kasvukauden aikana, mikä näkyy paikkojen kasvillisuudessa.

3.4. Maaperän kosteuden alueellinen ja ajallinen vaihtelu

Maaperän lämpötilalla ajallinen vaihtelu voi olla huomattavaa jopa vuorokauden aikana riippuen pääasiassa säteilyn määrästä sekä maaperän lämmönjohtavuudesta. Maaperän kosteuden vaihtelu on usein maltillisempaa, ja huomattaviin muutoksiin voi mennä useita vuorokausia (Penna ym. 2013; Kemppinen ym. 2018). Maaperän kosteuden ajallista vaihtelua on tosin tutkittu vielä melko vähän (Myers-Smith ym. 2015; Kemppinen ym. 2018).

Maaperän lämpötiloissa suurimmat alueelliset erot on havaittu päivisin, jolloin muun muassa säteilyn epätasaisen jakautumisen vaikutus on suurin (Graham ym. 2012). Auringonlaskun jälkeen lämpötilaerot alkavat tasoittua. Kuitenkin avonaisilla paikoilla, kuten ylärinteillä ja huipuilla, on ulossäteily öisin suojaisia paikkoja suurempaa, jonka vuoksi nämä alueet viilenevät helpommin. Näin ollen avonaisilla paikoilla lämpötila vaihtelee ajallisesti suojaisia paikkoja enemmän. Vuoristoympäristöissä öisiin lämpötilaeroihin liittyvät myös kylmän ilman järvet, jotka syntyvät, kun avonaisilla voimakkaan ulossäteilyn vuoksi viilentynyt kylmä ja raskas ilma valuu helposti alavammille alueille ja painanteisiin (Dobrowski ym. 2011). Tämän johdosta maaperän lämpötila voi näissä paikoissa laskea öisin harjanteita voimakkaammin.

Maaperän alueellisia kosteuseroja tasoittavat pienellä mittakaavatasolla pääasiassa vesisateet sekä keväisin sulava lumi (Grayson ym. 1997). Sateen ja lumen sulamisen jälkeen kosteuserot syntyvät siitä, jääkö vesi maaperään vai poistuuko se haihtumalla ilmakehään, päätymällä juurien kautta kasvien käyttöön tai valumalla pois pinta- tai pohjavaluntana. Tämän jälkeen alueelliset kosteuserot kuitenkin tasoittuvat ajan myötä maaperän kuivuessa, jos alueelle ei tule uutta vettä (Wigmosta ym. 1994; Chaney ym. 2015). Grant ym. (2004) toteavat tutkimuksessaan, että maaperän kosteuden alueellinen vaihtelu pienellä mittakaavatasolla on vähäisintä kuivaan aikaan kesällä, jolloin evapotranspiraation vuoksi maa on hyvin kuiva; lumisena aikana talvella, koska haihdunta ja veden liike ovat vähäisiä, sekä lumien sulamisen aikaan, jolloin sulamisvesien seurauksena maaperän kosteus voi koko alueella olla yleisesti hyvin korkea.

Maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellinen vaihtelu voi olla erilaista eri aikoina johtuen muutoksista niitä selittävissä ympäristötekijöissä. Esimerkiksi arktis-alpiinisissa ympäristöissä talvisin maaperä on pääosin paksun lumihangen peitossa ja maa roudassa. Tällöin myös säteily on vähäistä ja lumi heijastaa sitä tehokkaasti. Näin ollen maaperän kosteus ja lämpötilan on oletettu pysyvän melko tasaisina suurimmalla osalla alueesta (Löffler 2005; Wundram ym. 2010).

Keväällä maaperän vesimäärä lisääntyy varsinkin lumien sulamisvesistä. Tällöin maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellista vaihtelua ohjaavat pääasiassa topografia- ja maaperätekijät, joiden seurauksena vettä joko kertyy maaperään tai se valuu alavammille maille (Western ym. 1999; Chaney ym. 2015). Pintamaa kostuu helpommin maan ollessa roudassa, mutta sen sulamisen jälkeen vettä pääsee vajoamaan myös pohjavedeksi, jolloin pintamaa kuivuu helpommin (Jaesche ym. 2003). Topografia- ja maaperämuuttujat ohjaavat kasvukauden alkupuolella myös maaperän lämpötilan vaihtelua, sillä sulavan lumen alta paljastuvan maan albedo vähenee (Dingman 1994). Albedossa on myös lumipeitettä enemmän alueellisia eroja johtuen erilaisista maanpeitteistä (Raz-Yaseef ym. 2017). Lisäksi lumen alta paljastunut maa on alttiimpi topografian kontrolloiman ilman lämpötilan vaikutuksille.

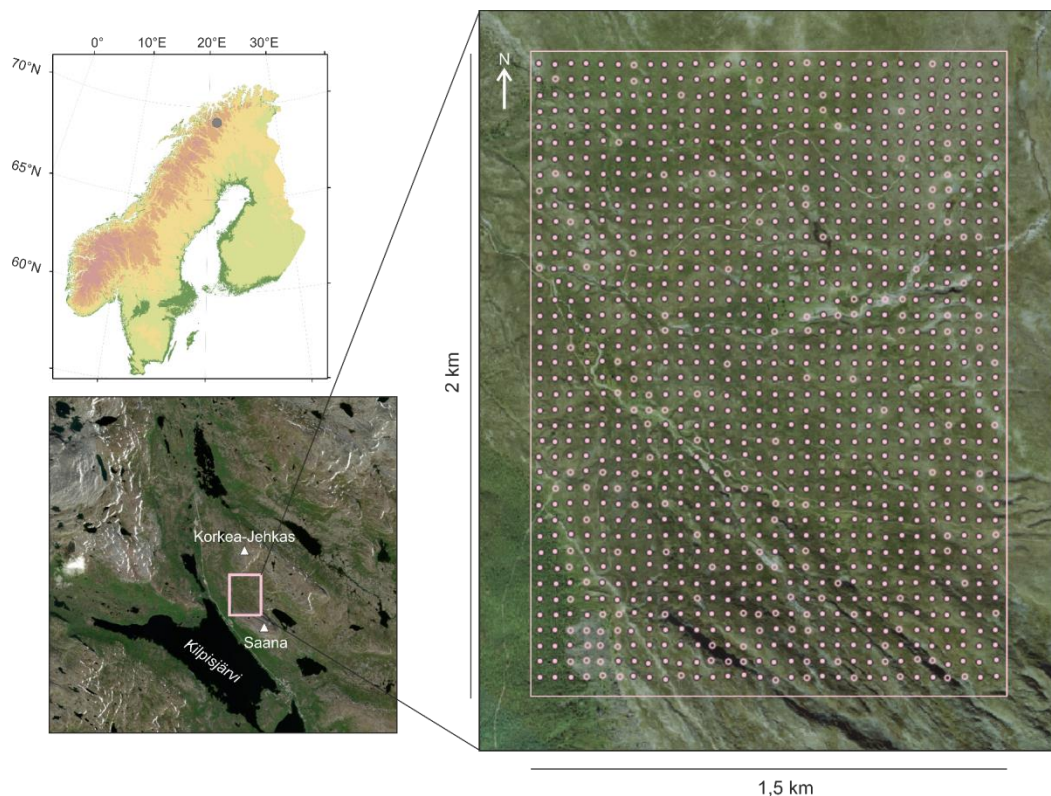
Kasvillisuuden vaikutus vahvistuu kasvukauden edetessä lehtipinta-alan sekä transpiraation lisääntymisen seurauksena (Western ym. 1999). Näiden seurauksena myös maanpinnan ja maaperän kosteus- ja lämpötilaerot kasvavat pienellä mittakaavatasolla (Pape ym. 2009). Esimerkiksi Skelhorn ym. (2014) havaitsivat maaperän pintalämpötilan laskevan 1,5 °C lehtipinta-alan lisääntyessä kymmenellä prosentilla. Kasvien varjostuksessa, vedenotossa ja transpiraatiassa on myös eroja kasvillisuuden välillä, mikä vahvistaa maaperän kosteuden ja lämpötilan biotooppikohtaisia (Johnson & Caldwell 1976; Oberbauer & Dawson 1992:265–266; Myers-Smith ym. 2015). Veden vähetessä maaperästä, kosteuserot voivat kuitenkin lopulta tasoittua (Wigmosta ym. 1994; Chaney ym. 2015). Syksyn tullen kasvillisuuden vaikutus jälleen heikkenee ja topografian ja maaperän vaikutukset vastaavasti kasvavat.

Maaperän kosteus ja lämpötila vaihtelevat sekä alueellisesti että ajallisesti hyvin monimutkaisten prosessien seurauksena. Ilmastonmuutoksen seurauksena maaperän kosteuden ja lämpötilan alueelliseen ja ajalliseen vaihteluun vaikuttavissa tekijöissä tapahtuu todennäköisesti muutoksia. Esimerkiksi keskilämpötilojen nousun seurauksena luminen aika arktis-alpiinisessa ympäristössä lyhentyy, jolloin esimerkiksi lumien sulamisvesien vaikutukset maaperän kosteuteen ja lämpötilaan vähenevät (Chapin III ym. 2005; Callaghan ym. 2011; Rauscher ym. 2008). Vastaavasti vesisateiden ennustetaan lisääntyvän, mikä tasoittaa pienellä mittakaavalla kosteuseroja hetkellisesti, mutta pidemmällä aikavälillä esimerkiksi lumien sulamisvesistä riippuvaiset biotoopit kuivuvat helpommin (Chapin III ym. 2005). Samoin ilmastonmuutoksen seurauksena arktis-alpiinisessa ympäristössä kasvillisuus lisääntyy, mikä puolestaan lisää paitsi maanpinnan varjostusta myös evapotranspiraatiota (Myers-Smith ym. 2011).

4. Tutkimusalue

Tutkimusalue käsittää kolmen neliökilometrin (2 x 1,5 km) kokoisen alueen Saana- ja Korkea-Jehkas-tunturien rinteillä ja niiden välisessä laaksossa lähellä Kilpisjärven kylää Enontekiön kunnassa Käsivarren Lapissa (N 69°03', E 20°51') (kuva 5). Tutkimusalueen ympäristössä on Suomen suurimmat suhteelliset korkeuserot (Aartolahti & Tikkanen 2011:33). Alin kohta on Kilpisjärven pinnantasolla 473 m mpy, ja korkein kohta 556 metriä ylempänä Saanan huipulla 1029 m mpy. Itse tutkimusalueella korkeus vaihtelee 581–808 m mpy välillä.

Tutkimusalue kuuluu Skandien vuoristoon, joka on syntynyt kaledonisissa vuorenpoimutuksissa noin 400 miljoonaa vuotta sitten, ja nykymuotonsa ne ovat saaneet poimutuksen jälkeisen kulumisen sekä lohkoliikuntojen aiheuttaman uudelleen kohoamisen seurauksena (Lehtovaara 1995, Stuevold & Eldholm 1996). Tutkimusalueen kallioperän vanhimmat osat ovat arkeisia kivilajeja, joiden päälle on poimutusten yhteydessä liukunut ylityöntölaattoja, jotka koostuvat alimmaisena olevasta saviliuskekerroksesta, päällimmäisenä olevasta kovasta arkoosikvarsttiitista (tunturiliuske) sekä näiden välissä olevasta ohuesta dolomiittikerroksesta (Lehtovaara 1995).



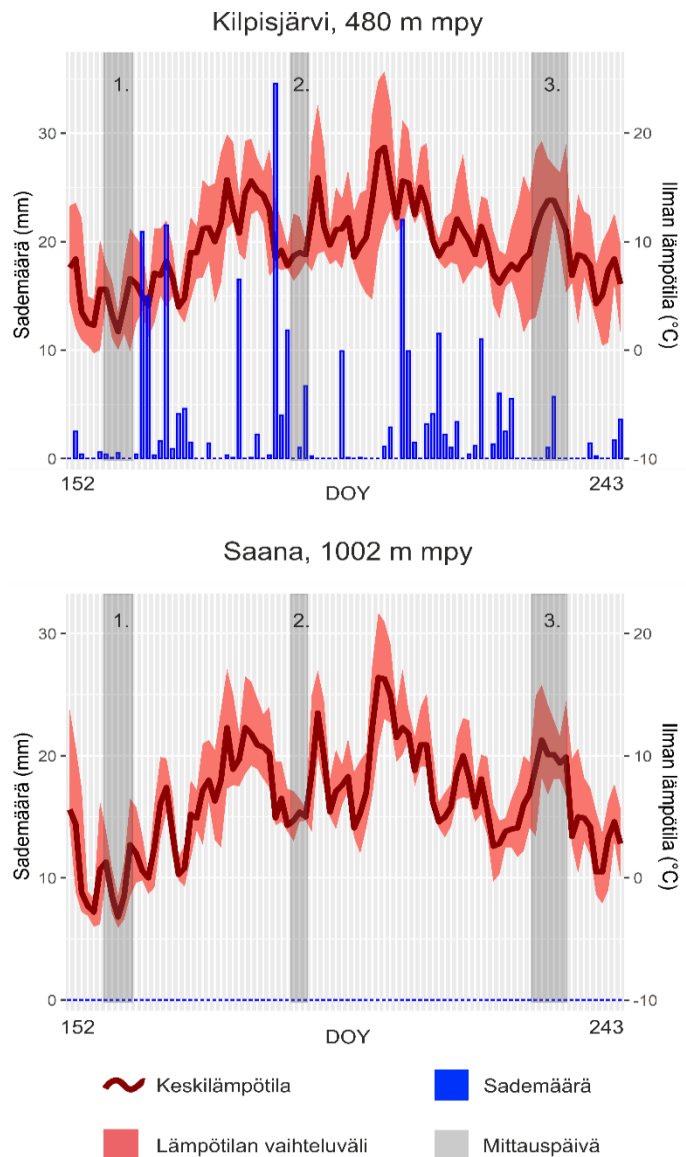
Kuva 5. Tutkimusalueen sijainti Saana- ja Korkea-Jehkasin välissä Kilpisjärvellä. Tutkimusalueelle perustettiin 1200 tutkimuspistettä 50 m etäisyydelle toisistaan. Tyhjillä ympyröillä merkityiltä 157 pisteeltä ei saatu mitattua maaperän kosteutta ja lämpötilaa kivisen tai lumenpeitossa olevan maan vuoksi.

Alueen maaperä on pääasiassa ohutta, viimeisen, Veiksel-jääkauden aikaisen mannerjäätikön kuljettamaa ja kasaamaa moreenia (Lehtovaara 1995). Lisäksi kallioperä rapautuu alueella pakkasrapautumisen seurauksena, minkä vuoksi varsinkin tunturien lakiosissa on paljon kivikoita ja lohkarieikkoja. Mineraalimaan päällä on usein ohut, 0–70 cm paksuinen orgaaninen kerros.

Tutkimusalueen lähellä on kaksi sääasemaa.

Kilpisjärven sääasema sijaitsee Kilpisjärven biologisella asemalla, 480 m mpy, 1,5 kilometriä tutkimusalueesta ja Saanan sääasema Saana-tunturin huipulla, 1002 m mpy, kahden kilometrin päässä tutkimusalueesta. Kilpisjärven sääaseman vuoden keskilämpötila vuosien 1981–2010 normaalijakson aikana oli $-2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ja vuosittainen keskimääräinen sademäärä vastaavana aikana 487 mm (Pirinen ym. 2012). Kesäkuukaudet ovat sekä lämpimimmät että sateisimmat.

Vuonna 2016 kesäkuukausien keskilämpötilat Kilpisjärven sääasemalla olivat melko tavalliset normaalijaksoon verrattuna, kesäkuussa $7,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (keskimäärin 1981–2010 normaalijakson aikana $7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$); heinäkuussa $12,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($11,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) ja elokuussa $9,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($9,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Pirinen ym. 2012; Ilmatieteen laitos 2019). Keskimääräiset sademäärät olivat sen sijaan korkeampia keskiarvoihin nähden, kesäkuussa 94 mm (keskimäärin 1981–2010 normaalijakson aikana 42 mm), heinäkuussa 116 mm (73 mm) ja elokuussa 59,6 mm (47 mm) (kuva 6). Saanan sääasemalta ei ole normaalijaksoihin perustuvia tilastoja vielä, sillä sääasema on perustettu vasta vuonna 1991. Asemalta ei



Kuva 6. Ilman lämpötilat ja sademäärät Kilpisjärven ja Saanan sääasemilla kenttätöiden aikana kesällä 2016. Punainen viiva kuvaa keskilämpötilaa ja vaaleanpunainen alue lämpötilan vaihteluväliä. Sademäärät on esitetty sinisinä pylväinä ja ne ovat saatavilla vain Kilpisjärven asemalta. Harmaat pylväät edustavat maaperän kosteuden ja lämpötilan mittaussajanjaksojen päiviä 1. kesäkuussa, 2. heinäkuussa ja 3. elokuussa.

myöskään ole saatavilla sademääriä, vain lämpötilatietoja (Ilmatieteen laitos 2019). Vuoden 2016 kesällä keskilämpötilat Saanan sääasemalla olivat kesäkuussa 3,6 °C; heinäkuussa 9,2 °C ja elokuussa 5,8 °C. Tutkimusalueen ilmastoon vaikuttavat niin pohjoinen sijainti kuin alueen vuoristoinen topografia, mutta myös meren läheisyys (Eurola ym. 2003; Aalto ym. 2014; 2017). Etäisyys tutkimusalueelta Jäämeren rannalle on noin 50 km.

Tutkimusalue pysyy lumenpeitossa pitkälle kevääseen ja alkukesään, ja lumenviipymäpaikoissa lunta esiintyy tutkimusalueella varsinkin Saanan pohjoisrinteillä vielä keskikesällä. Vuonna 2016 tutkimusalueelta lumilaikkuja esiintyi vielä heinäkuun mittausjakson aikana, mutta ne olivat sulaneet elokuun mittauksiin mennessä. Lumen syvyys vaihtelee alueella paljon talvella. Lunta pakkautuu useiden metrien kinoksiksi suojaisiin paikkoihin, kun taas samaan aikaan tuulelle ja säteilylle alttiina olevat avonaiset paikat voivat pysyä talvisin pitkiä aikoja lumettomina (Kuusisto 2005:166). Lumen tavoin myös routa pysyy maassa paikoin hyvin pitkälle kesään. Ikiroutaa on havaittu Saanan ylärinteillä laikkuina, mutta ei aivan pintamaassa (King & Seppälä 1987).

Tutkimusalueella on useita tunturien rinteitä alas virtaavia noroja ja puro-uomia. Suurin osa näistä yhtyy tutkimusalueen poikki idästä länteen kulkevaan Skirhasjokeen. Puroissa virtaamahuiput ajoittuvat lumien sulamisen aikoihin. Myöhemmin kasvukauden aikana niiden virtaamaa säätelevät vesisateista sekä sulavista lumenviipymistä ja roudasta vapautuva vesi (Rouse ym. 1997; Pohl & Marsh 2006). Loppukesästä purot saattavat kuivua jopa kokonaan.

Kilpisjärven ympäristön kasvillisuutta hallitsevat tunturikoivumetsät (*Betula pubescens ssp. czerepanovii*) sekä alapaljakan tunturikasvillisuus (Eurola ym. 2003; Norokorpi ym. 2008; Väre & Partanen 2012). Metsänraja on tutkimusalueella 640 m mpy. Tutkimusalueen kasvillisuudesta kerrotaan tarkemmin biotooppiaineiston kuvauksessa luvussa 5.5.

Tutkimusalueen lähellä on vain vähän asutusta, mutta tutkimusalueen poikki kulkevilla luontopoluilla vierailee vuosittain kymmeniä tuhansia kävijöitä ja määrän ennustetaan kasvavan (Saanan alueen hoito- ja käyttösuunnitelma 2017). Alue on myös merkittävää poronhoitoaluetta (Jokinen ym. 2017). Näistä syistä tutkimusalueen maasto on hyvin altis kulumiselle ja ylilaidunnukselle.

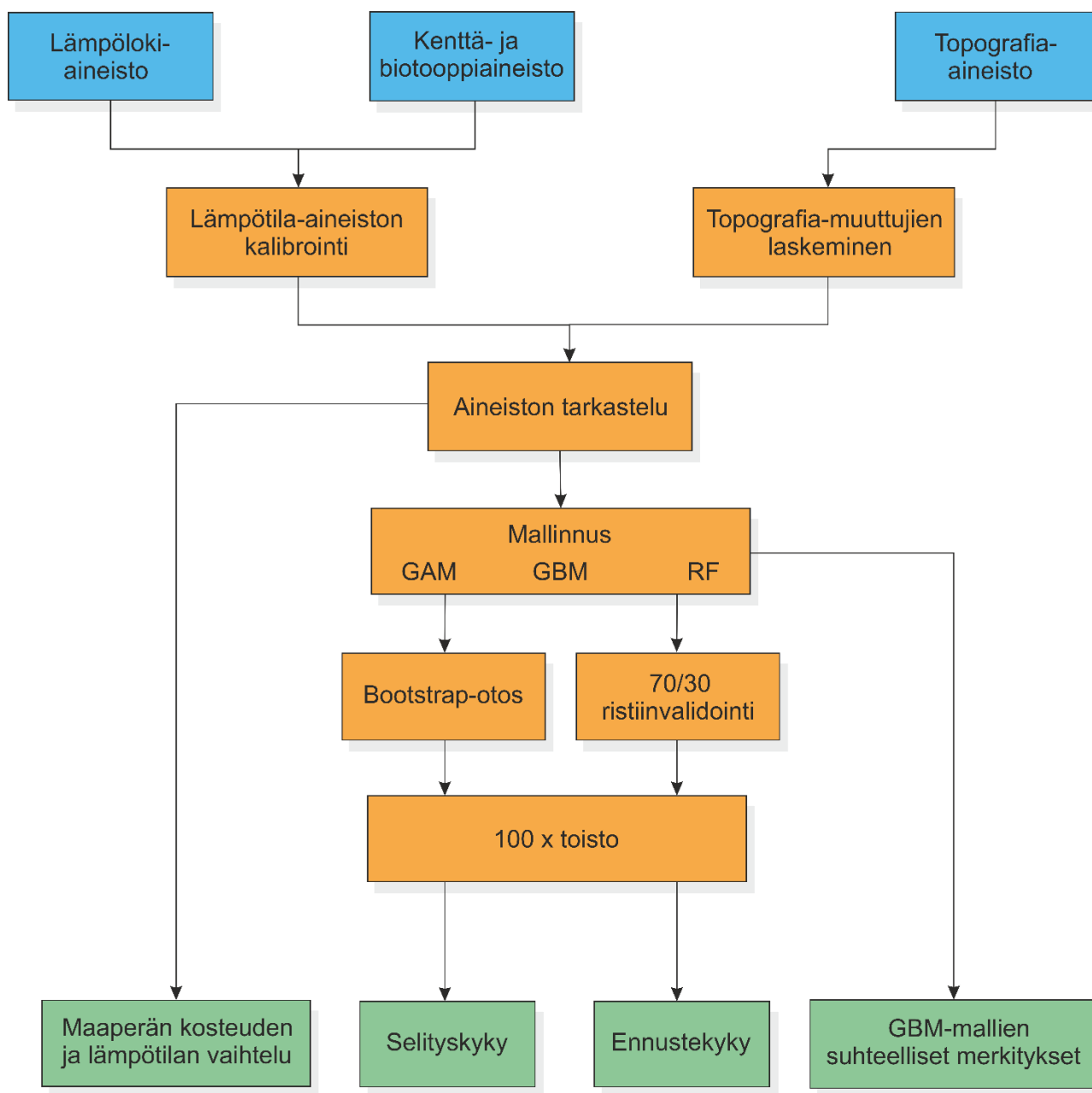
5. Tutkimusaineisto

Tutkimusalueelle perustettiin 1200 yhden neliömetrin kokoista tutkimuspistettä 50 metrin etäisyydelle toisistaan (kuva 5). Muutaman pisteen sijainti poikkeaa hieman linjoista sen vuoksi, että piste olisi muuten osunut vesistöön tai polulle. Pisteet merkittiin sinisillä puutikuilla, ja niiden sijainnit paikannettiin GNSS-laitteella (Global Navigation Satellite System) parhaimmillaan alle 10 cm tarkkuudella (GeoExplorer GeoXH 6000Series; Trimble Inc., Sunnyvale, CA, USA). Tässä tutkimuksessa käytettiin monia eri aineistoja (kuva 7). Ensinnäkin tutkimuspisteiltä kerättiin kenttätöissä laaja tutkimusaineisto, johon yhdistettiin Pekka Niittynen alueelta keräämä biotooppiaineisto (Niittynen 2016a) Lisäksi tutkimuksessa hyödynnettiin korkeusmalleja, joista määritettiin topografiamuuttujia (Maanmittauslaitos 2019). Tutkimusalueelle sijoitettiin myös lämpölokeja, joiden arvoilla korjattiin mitattuja lämpötila-arvoja.

5.1. Kentältä kerätty aineisto

Kenttäaineisto kerättiin tutkimusalueelta kesällä 2016. Maaperän kosteus ja lämpötila mitattiin tutkimuspisteiltä kolme kertaa kesän aikana 3–5 päivää kestäneillä mittausjaksoilla: kesäkuussa (7.–11.6., DOY 158–162), heinäkuussa (8.–10.7., DOY 189–191) ja elokuussa (17.–20.8., DOY 229–232) (kuva 6). Nämä edustavat kolmea eri kasvukauden vaihetta: kesäkuu kasvukauden alkua, heinäkuu kasvukauden huippua ja elokuu loppupuolta. Kesäkuun ja heinäkuun mittausjaksot osuivat hieman viileämmille ajanjaksoille suhteessa niitä edeltäviin ja seuraaviin vuorokausiin. Näiden mittausjaksojen aikana lämpötilojen vuorokausivaihtelu oli elokuun mittauksiin nähden vähäisempää. Elokuun mittausjakso osui melko aurinkoiselle, lämpimälle ajanjaksolle, jossa päivittäiset lämpötilavaihtelut olivat kesä- ja heinäkuun mittausjaksoja huomattavasti suurempia. Heinäkuun mittausjakso osui rankkojen sateiden jälkeisille päville.

Maaperän kosteuden yksikkönä käytetään tässä tutkimuksessa maaperän tilavuuteen suhteutettua vesimäärää prosentteina (Volumetric Water Content, VWC%), ja se mitattiin Field Scout TDR 300 -laitteella, joka mittaa maaperän vesimäärän mittaustureiden välillä kulkevien sähköimpulssien avulla (FieldScout TDR 300; Spectrum Technologies, Plainfield, Inc., IL, USA) (Brisco & Pultz 1992; Seneviratne ym. 2010). Koska maaperän kosteus voi vaihdella jopa neliömetrin tutkimusruudun sisällä, joka tutkimuspisteellä tehtiin jokaisella mittauskerralla kolme mittausta edustavista kohdista ja tulokseksi kirjattiin näiden mittausten keskiarvo (le Roux ym. 2013).



Kuva 7. Tämän tutkimuksen työvaiheet. Tutkimuksessa käytettiin maastosta kerättyjä kenttä- ja biotooppiaineistoja sekä korkeusmallista saatavia topografisia muuttujia. Kentältä kerätyt maaperän lämpötila-arvot kalibroitiin lämpölokiaineiston avulla. Lopulta aineistot yhdistettiin. Aluksi tarkasteltiin maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua eri biotoopeissa kasvukauden eri vaiheissa. Tämän jälkeen mallinnettiin topografian-, maaperän- ja kasvillisuusmuuttujien vaikutusta maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihteluun eri kasvukauden vaiheissa GAM, GBM ja RF-malleilla. Malleilta tarkasteltiin niiden selitys- ja ennustekykyä. Selityskyky laskettiin bootstrap-otannan avulla ja ennustekyky 70/30-ristiinvalidoinnin avulla. Tulosten luotettavuuden parantamiseksi vaiheet toistettiin sadalla toistokierroksella. Lopuksi tarkasteltiin vielä GBM-mallien yksittäisten muuttujien suhteellisia merkityksosuuksia.

Maaperän lämpötila mitattiin digitaalisella lämpömittarilla (TFX 392 SKW-T thermometer, Ebro Electronic, Ingolstadt, Saksa). Mittaukset otettiin yhdestä tutkimuspisteen edustavasta kohdasta (le Roux ym. 2013). Sekä maaperän kosteus että lämpötila mitattiin 7,5 cm syvyydestä. 157 tutkimuspisteeltä ei saatu mittauksia kaikkina kolmena mittausjaksojen aikana lumipeitteen tai maaperän kivisyyden vuoksi. Kaksi tutkimuspistettä sijaitsi puolestaan keskellä vesistöä. Vesistöjen keskellä olevia pisteitä lukuun ottamatta kaikista pisteistä saatuja kosteus- ja lämpötila-arvoja käytettiin tarkasteltaessa maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua biotoopeissa (n=1198). Sen sijaan tilastollisessa mallinnuksessa käytettiin vain niitä tutkimuspisteitä, joista saatiin mitattua maaperän kosteus ja lämpötila kaikkien mittausjaksojen aikaan (n=1043) (kuva 5). Kenttätöissä mittauksia teki yhtä aikaa 3–4 henkilöä. Mittalaitteet kalibroitiin ennen kenttätöitä mittaustulosten yhdenmukaisuuden varmistamiseksi.

Tutkimuspisteiltä mitattiin ja määritettiin kesäkuussa maaperän kosteuden ja lämpötilan lisäksi maaperä- ja kasvillisuusmuuttujat: mitatut maaperämuuttujat olivat maalaji, orgaanisen kerroksen paksuus sekä mineraalimaan paksuus. Maalajit luokiteltiin silmämääräisesti kuuteen eri maaperäluokkaan: orgaaninen, siltti, hiekka, sora, kivikko, lohkareikko, kallio (GTK 2005; Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007). Orgaanisen kerroksen ja mineraalimaan paksuudet mitattiin pistokairan avulla ja tulokseksi kirjattiin kolmen mittauksen keskiarvo (Aalto ym. 2013; le Roux ym. 2014). Alle 10 cm paksuudet merkittiin 1 cm tarkkuudella, tätä paksummat 5 cm tarkkuudella. Mineraalimaan paksuus ja maalajiluokka kuvaavat pintamaata, eivätkä ne ota huomioon sitä, että pintamaan ja kallioperän välissä voi olla suuria kiviä ja lohkareita jopa useiden metrien verran. Tässä tutkimuksessa kuitenkin keskitytään pinta-alaltaan hyvin pienten tutkimusalojen pintamaan kosteus- ja lämpötilaoloihin, joten menetelmän todettiin olevan riittävä.

Kasvillisuusmuuttujista kentällä arvioitiin silmämääräisesti tutkimuspisteiden kasvillisuuden prosentuaalinen peittävyys sekä mitattiin putkilokasvien keskikorkeus. Tunturikoivikoissa huomioitiin lisäksi puiden korkeus ja latvuspeittävyys. Myös Tutkimuspisteiden biotoopit määritettiin kesän aikana (ks. luku 5.5.).

5.2. Lämpölokiaineisto ja maaperän lämpötila-arvojen korjaaminen

Laajan tutkimusalueen vuoksi mittausjaksot kestivät useita päiviä. Maaperän kosteuden ja lämpötilan tiedetään kuitenkin vaihtelevan voimakkaasti myös ajallisesti (Parton & Logan 1981; Western ym. 2002). Tämän vuoksi tutkimusalueelle perustettiin maastoon mahdollisimman vaihtelevaan kohtaan

25 metriä pitkä kosteustranseksti, jolta mitattiin maaperän kosteus jokaisen mittauspäivän aamuna ja iltana sekä päivä ennen ja jälkeen kunkin mittausjakson. Tutkimusalueelle asennettiin myös 57 kappaletta iButton Thermochron -lämpölokeja, jotka mittasivat maaperän lämpötilaa kahden tunnin välein. Näiden lokien aineistoa käytettiin maaperän lämpötila-arvojen korjaamiseen (Maxim Integrated, San Jose, CA, USA).

Vuorokaudenajan vaikutusta maaperän kosteuden ja lämpötilan vaikutukseen tarkasteltiin Pearsonin korrelaatiokertoimella. Maaperän kosteuden korrelaatiokertoimet vuorokaudenajan kanssa olivat melko pieniä (kesäkuussa $r=0,057$, $p=0,057$; heinäkuussa $r=0,014$, $p=0,621$ ja elokuussa $r=0,117$, $p<0,001$). Tämän vuoksi tutkimuksessa päätettiin käyttää korjaamattomia kosteusarvoja. Myös samasta aineistosta tutkimusta tehneet Kemppinen ym. (2018) päättivät käyttää korjaamattomia kosteusarvoja.

Maaperän lämpötilalla ja vuorokaudenajalla sen sijaan on havaittavissa oleva korrelaatio (kesäkuussa $r=0,471$, $p<0,001$; heinäkuussa $r=0,289$, $p<0,001$ ja elokuussa $r=0,519$, $p<0,001$). Tästä syystä maaperän lämpötila-arvot päätettiin korjata. Tähän sovellettiin Kemppisen (2016) menetelmää, jossa lämpölokien mittausten perusteella jokaiselle mittauspäivälle mallinnettiin GAM-malleilla lämpötilan vuorokaudenaikaista vaihtelua kuvaavat korjauskertoimet (GAM-malleista tarkemmin luvussa 6.3.1.). Lämpötilat päätettiin korjata vastaamaan kello 18 Suomen kesäaikaa (UTC+3) vastaavaa lämpötilaa, jolloin lämpölokien perusteella maaperän lämpötila oli keskimäärin korkeimmillaan.

Aluksi laskettiin kaikkien lämpölokien lämpötilamittausten arvojen erotus kello 18 mittauksiin nähden. Niiden pohjalta laadittiin mallit, joissa erotusta mallinnettiin kellonajalla. Malleissa ennustettiin minuutin tarkkuudella, paljonko lämpötila eroaa päivän jokaisena hetkenä kello 18 lämpötila-arvosta. Mallinnuksessa käytetyt GAM-mallit laadittiin R-ohjelman *mgcv*-kirjastolla hyödyntäen gaussilaista virhejakaumaa (liite 1). Vapausasteiden määräksi asetettiin 4. Maaperän lämpötilan ja vuorokaudenajan välisiä korrelaatioita saatiin vähennettyä korjausten avulla ja korjattujen lämpötilojen korrelaatiot kellonaikaan nähden ovat kesäkuussa $r=0,237$, $p<0,001$; heinäkuussa $r=0,073$, $p=0,013$ ja elokuussa $r=0,169$, $p<0,001$ (liite 2).

5.3. Topografinen aineisto

Kentältä kerättyä aineistoa täydennettiin maanmittauslaitoksen 2 metrin resoluution korkeusmallista lasketuilla muuttujilla (Maanmittauslaitos 2019). Korkeusmallilta laskettiin tutkimuspisteille niiden korkeus merenpinnasta, TPI sekä TWI. Lisäksi tutkimuspisteille määritettiin kesäkuukausien (kesä-elokuu) Auringon potentiaalinen säteilymäärä BioGeoClimate Modelling Lab -tutkimusryhmän säteilyaineistosta (Niittynen 2016b). Laskennassa käytettiin ArcMAP 10.3.1. -ohjelmistoa, ja tutkimuspisteiden arvot määritettiin korkeusmalli- ja säteilyrasteritasoilta käyttämällä *Spatial analyst* -työkalua (ESRI 2015).

Tutkimusalueen korkeus merenpinnasta määritettiin suoraan korkeusmallin tiedoista (Maanmittauslaitos 2019). Aineiston korkeustarkkuus on noin 30 cm. TPI kertoo puolestaan tutkimuspisteiden mesotopografisen aseman eli suhteellisen topografisen sijainnin ympäristöön nähden siten, sijaitsevatko pisteet ympäristöönsä nähden huipulla, rinteessä tai painanteessa (Guisan ym. 1999; Weiss 2001; De Reu ym. 2013). Sen arvot laskettiin rasterimuotoiselta korkeusmallilta vähentämällä pikseleiden korkeusarvosta niitä ympäröivien pikseleiden korkeusarvojen keskiarvo (Weiss 2001). TPI:n arvo 0 kuvaa tasaista maata tai keskirinnettä, positiiviset arvot ylärinteitä ja huippuja ja negatiiviset puolestaan alarinteitä ja painaumuksia. TPI:n arvo riippuu pitkälti siitä, kuinka laajaan pisteen ympärillä olevaan alueeseen pisteen suhteellista korkeutta verrataan (Weiss 2001). Tässä tutkimuksessa etäisyydeksi valittiin 30 metriä perustuen Kemppisen ym. (2017) tutkimukseen, jonka mukaan 30 metrin resoluutioinen TPI korreloi voimakkaimmin maaperän kosteuden kanssa tämän mittakaavan tutkimuksessa.

Topografinen kosteusindeksi, TWI, kuvaa veden virtausta ja kerääntymistä alueella. Tämän määrittämiseksi korkeusmallista korjattiin aluksi aineiston resoluutiosta syntyvät virheellisesti kuopiksi luokitellut pikselit täyttämällä ne ympäröivien pikseleiden tasolle. Tämän jälkeen määritettiin jokaiselle pikselille viettosuunta ja yläpuolisen valuma-alueen pinta-ala. Itse TWI määritettiin korkeusmallista kaavalla (1),

$$(1) \quad TWI = \ln \frac{\alpha}{\tan \beta}$$

jossa α on rasterimuotoisen korkeusmallin yhden pikselin yläpuolisen valuma-alueen pinta-ala ja β rinteiden kaltevuus (Beven & Kirkby 1979; Quinn ym. 1995). TPI:n tapaan myös TWI:n arvot ovat hyvin riippuvaisia rasteriaineiston resoluutiosta (Sørensen & Seibert 2007). Tutkimusalueen

kesäkuukausien Auringon potentiaalinen säteily (kWh/m²) on laskettu korkeusmallista rinteiden kaltevuuden sekä rinteiden avautumissuunnan avulla huomioiden topografian aiheuttaman varjostuksen sekä Auringon aseman muutoksen (Böhner & Antonic 2009; Kemppinen ym. 2018). Auringon aseman muutos mitattiin tutkimusalueelta neljä tuntia kestävässä jaksossa viiden päivän välein.

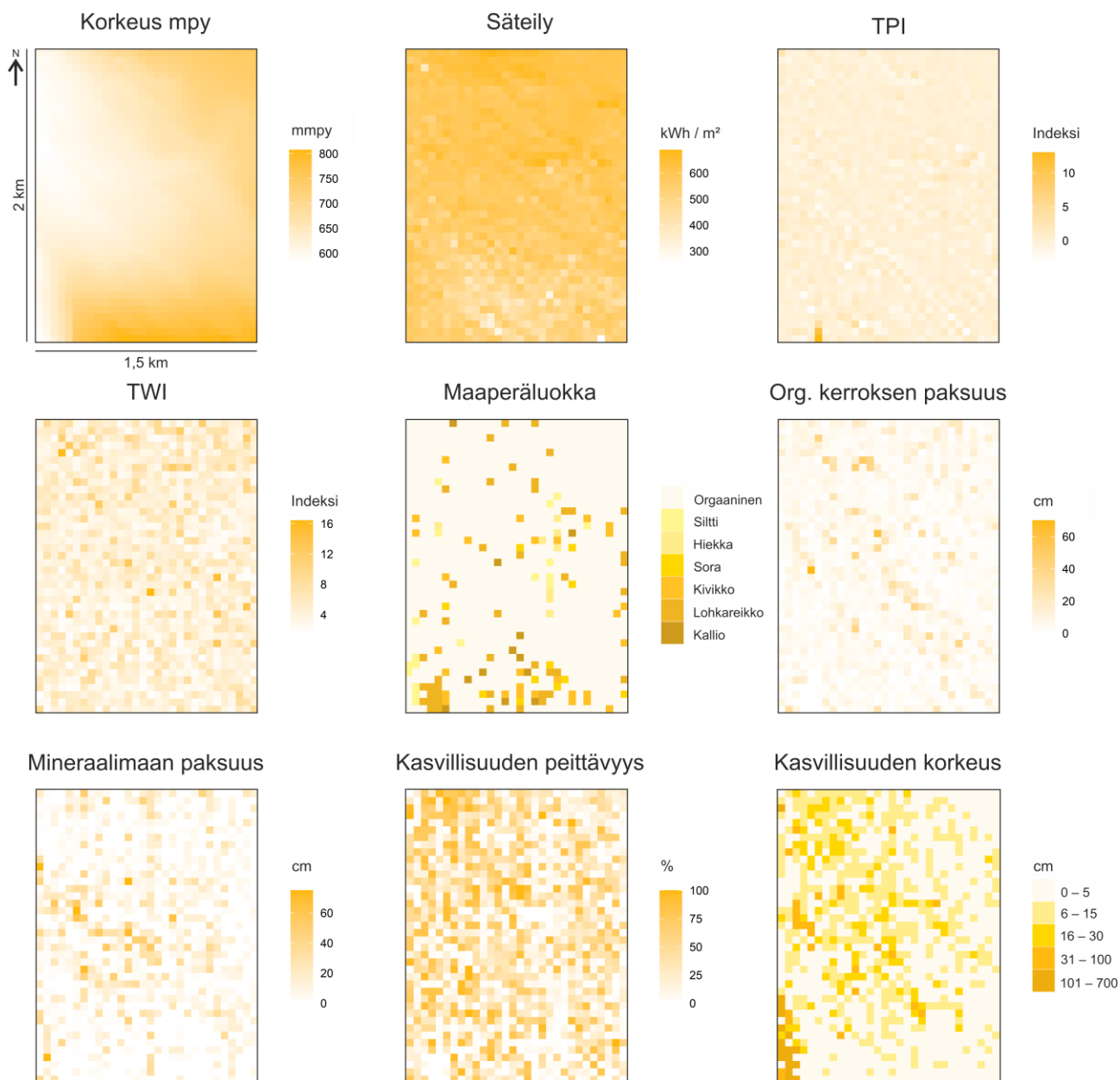
5.4. Kenttätyö- ja topografia-aineistoista saatujen ympäristömuuttujien vaihtelu tutkimusalueella

Kenttätyö- ja topografia-aineistoista saadut ympäristömuuttujat vaihtelevat eri tavoin tutkimusalueella (kuva 8 & liite 3). Topografia-muuttujista korkeudella ja säteilyllä on selkeät maantieteelliset vaihtelut: korkeimmat tutkimuspisteet sijaitsevat Saanan ja Korkea-Jehkasin rinteillä ja matalimmat näiden välisessä laaksossa. Säteily jakautuu tutkimusalueella pääpiirteittäin niin, että vähiten säteilyä saavat tutkimuspisteet sijaitsevat Saanan pohjoisrinteellä ja eniten säteilyä saavat puolestaan Korkea-Jehkasin etelärinteillä. TPI:n ja TWI:n vaihtelu on pienipiirteistä.

Suurin osa tutkimusalueen maaperästä on orgaanista (n=977). Kalliot ja lohkareikot puolestaan esiintyvät pääasiassa Saanan ja Korkea-Jehkasin rinteillä, joilla maaperä on myös ohuinta. Paksuinta maaperä on puolestaan tutkimusalueen keskellä laakson pohjalla ja paksuimmat orgaaniset kerrokset löytyvät soistumista ja mineraalimaat jokien varsilta. Kasvillisuusmuuttujat, varsinkin kasvillisuuden peittävyys vaihtelevat tutkimusalueella pääosin pienipiirteisesti muodostaen mosaiikkimaisia alueita. Sen sijaan kasvillisuuden korkeuden jakautumisessa on havaittavissa säännönmukaisuutta sen perusteella, mihin biotooppiin ne kuuluvat.

5.1. Biotooppiaineisto

Tutkimuspisteiden biotoopit määritettiin maastohavaintojen perusteella kenttätöiden yhteydessä kesällä 2016 ja määrittämisestä vastasi Pekka Niittynen (Niittynen 2016a). Määrittämisessä käytetty luokitus perustuu pääosin Aarnion ym. (2008) *Suomen luontotyyppien uhanalaisuus – osa 2: Luontotyyppien kuvaus* -teoksessa, ja tarkemmin sen tunturit (Norokorpi ym. 2008) ja suot (Kaakinen ym. 2008) -osioissa käytettyihin biotooppiluokituksiin muutamin muutoksin. Tutkimuspisteiltä havaittiin yhteensä 35 erilaista biotooppia, jotka yhdistettiin analysointia ja mal-



Kuva 8. Mallinnuksessa käytettävien topografia-, maaperä-, ja kasvillisuusmuuttujien alueellinen vaihtelu tutkimusalueella. Yksi ruutu vastaa yhtä tutkimuspistettä ($n=1200$).

lintamista varten aineiston käsittelyvaiheessa kahdeksaan yläluokkaan, joita tässä tutkimuksessa tarkastellaan: (tunturi)koivikot, katajikat, vaivaiskoivukankaat, tunturikankaat, tunturiniityt, lumenviipymät, kivikot ja soistumat (kuva 9, liitteet 4 ja 5).

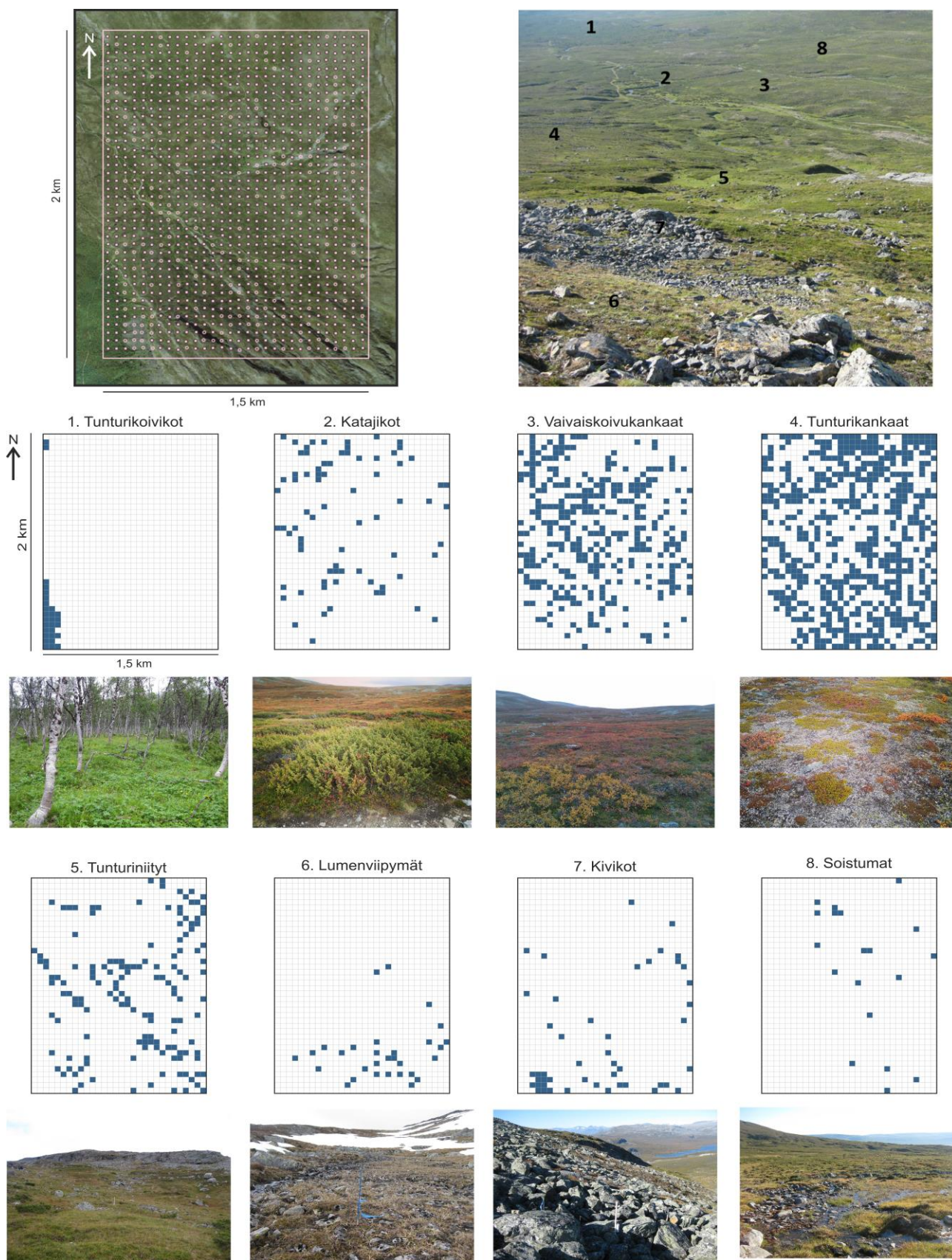
Tunturikoivikot muodostavat ainoan metsäbiotoopin tutkimusalueella. Niiden valtalajina on hieskoivun alalaji, tunturikoivu (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*), joita esiintyy Kilpisjärvellä runsaasti laaksoissa ja tunturien alarinteillä (Heikkinen 1998:188; Norokorpi ym. 2008: 477–489; Väre & Partanen 2012:50). Tutkimusalueella ne esiintyvät lähes yhtenäisenä vyöhykkeenä alueen

länsireunassa aina 640 m mpy korkeudelle asti muodostaen samalla metsänrajan. Puiden korkeus on noin 2–7 metriä, ja kasvillisuuden peittävyys tutkimuspisteillä on keskimäärin noin 30 %. Varsinkin puiden latvuspeittävyys kasvaa koivikoissa kasvukaudella puiden kasvattaessa lehtiä. Tunturikoivikoihin luokitellut tutkimuspisteet kuuluvat pääasiassa tarkemmassa luokittelussa variksenmarja-mustikka-tunturikoivikoihin ja lehtomaisiin tunturikoivikoihin. Muita tutkimusalueen tunturikoivikoissa yleisesti esiintyviä kasvilajeja ovat esimerkiksi mustikka (*Vaccinium myrtillus*), variksenmarja (*Empetrum nigrum*), puolukka (*Vaccinium vitis-idaea*), ruohokanukka (*Cornus suecica*), metsälauha (*Deschampsia flexuosa*) sekä kataja (*Juniperus communis*).

Tunturipensaikkoihin lukeutuvat katajikat esiintyvät laikuittain aina noin 760 m mpy korkeudelle asti painottuen Saanan ja Jehkasin alarinteille sekä niiden väliseen laaksoon. Valtalajina olevat katajat ovat noin 10–60 cm korkeita, pääasiassa hyvin tiheitä ja peittäviä pensaita (peittävyys keskiarvo tutkimuspisteillä 45 %). Katajat kärsivät talvisin helposti tuulen ja auringon kuivattavista vaikutuksista (Norokorpi ym. 2008:490). Lumi suojaa katajia talven stressitekijöiltä ja tämän takia katajat jäävät usein matalakasvuiksi. Kuivuusstressin vuoksi katajikat esiintyvät kuitenkin yleensä alueilla, joilta lumi sulaa keväällä aikaisin vapauttaen kosteutta katajien käyttöön. Katajien lisäksi tutkimusalueen katajikoissa esiintyy muun muassa metsälauhaa, kultapiiskua (*Solidago virgaurea*) sekä variksenmarjaa.

Vaivaiskoivukankaat luokitellaan esimerkiksi Norokorven ym. (2008) käyttämässä luokittelussa tunturikankaisiin. Niitä kuitenkin esiintyy tutkimusalueella hyvin runsaasti (29 % tutkimuspisteistä) ja ne eroavat esimerkiksi kasvillisuuden korkeudelta hieman muista tunturikangasbiotoopeista, joten ne on erotettu tässä tutkimuksessa omaksi luokakseen. Valtalajina on vaivaiskoivu (*Betula nana*), joka on maanmyötäisesti kasvava, tutkimusalueella pääasiassa 5–20 cm korkea varpu (Väre & Partanen 2012). Ne esiintyvät tutkimusalueella koko korkeusgradientilla ja muodostavat mosaiikkimaisia biotooppialueita varsinkin tunturikankaiden, katajikkojen ja tunturiniittyjen kanssa (Eurola ym. 2003). Muu kasvillisuus koostuu tässä biotoopissa hyvin vaihtelevasti eri varvuista ja heinistä. Tutkimusalueella yleisimpiä lajeja ovat pohjanvariksenmarja sekä mustikka.

Suurin osa (45 %) tutkimuspisteistä luokiteltiin tunturikankaisiin. Tähän biotooppiluokkaan luokiteltiin monia eri kentältä määritettyjä biotooppeja, joita yhdistävät matala, pääasiassa alle 10 cm korkea varpukasvillisuus. Tunturikankailla esiintyvistä kasvilajeista vallitsevia ovat varsinkin variksenmarja, mustikka, sielikkö (*Kalmia procumbens*), kurjenkanerva (*Phyllodoce caerulea*), puolukka sekä tutkimusalueella eritoten myös liekovarpio (*Cassiope tetragona*). Tunturikankaita esiintyy tutkimusalueen koko korkeusgradientilla.



Kuva 9. Biotooppien esiintyminen tutkimusalueella sekä esimerkkikuvat niistä. Yksi ruutu kartoilla vastaa yhtä tutkimuspistettä ($n=1200$). Biotoopit esiintyvät tutkimusalueella usein pienialaisina ja muodostavat hyvin pirstaleisen, mosaiikkimaisen maiseman.

Siinä missä tunturikankaat ovat pääasiassa kuivempien ympäristöjen biotooppi, tunturiniityt ovat kosteampien. Niitä esiintyy tutkimusalueella koko korkeusgradientilla ja ne keskittyvät tutkimusalueella suurimmaksi osaksi virtavesien, kuten norojen, purojen, jokien ja lähteiden varsille. Kasvillisuus on yleisesti ruohovaltaista ja tutkimuspisteissä esiintyy useita saroja ja heiniä, kuten tunturinurmikkaa (*Poa alpina*), pohjannurmikkaa (*Poa alpigena*), jäkkiä (*Nardus stricta*) ja pohjanrölliä (*Agrostis mertensii*). Lisäksi tunturiniityillä esiintyy runsaasti esimerkiksi tunturipoimulehteä (*Alchemilla alpina*) ja huomattavasti myös lumileinikkiä (*Ranunculus nivalis*).

Lumenviipymät esiintyvät tutkimusalueella suurimmaksi osaksi Saanan pohjoisrinteillä suojaisissa painanteissa noin 630–800 m mpy korkeudella. Niissä lumi sulaa hitaasti vapauttaen tasaisesti kosteutta niiden alapuolisille alueille. Kenttätöiden aikaan kesällä 2016 suurin osa lumenviipymistä suli kesä- ja heinäkuun mittauspäivien välillä, ja loputkin olivat sulaneet elokuun mittausjaksoon mennessä. Lumenviipymät-biotoopin kasvukausi on hyvin lyhyt, joten niiden kasvillisuus on hyvin harvaa ja matalaa, usein ruohovaltaista, mutta myös varpuja esiintyy. Yleisimpiä kasvilajeja ovat esimerkiksi vaivaispaju (*Salix herbacea*), verkkolehtipaju (*Salix reticulata*), tunturisara (*Carex bigelowii* ssp. *rigida*), riekonsara (*Carex lachenalii*), lumileinikki ja lapinorvokki (*Viola biflora*). Myös sammalia esiintyy usein runsaasti (Norokorpi ym. 2008; Väre & Partanen 2012:18).

Kivikot -biotooppiluokka pitää sisällään niin rakka- kuin puronvarsikivikot, kuviomaiden kivikot sekä kalliot. Tässä biotooppiluokassa kasvillisuus on hyvin olematonta, mutta satunnaisesti niillä esiintyy esimerkiksi lampaannataa (*Festuca ovina*) sekä tunturikohokkia (*Silene acaulis*). Koska hienojakoista maaperää ei juuri ollut, mittauksia kivikoista saatiin hyvin vähän. Mittaukset on saatu pääasiassa pisteiltä, joissa kivikon tai kallion pinnalla sekä niiden välissä on ohut kerros hienojakoista mineraalista tai orgaanista maalajia. Kivikoita esiintyy tutkimusalueen koko korkeusgradientilla painottuen Saanan ylärinteille sekä puronvarsille.

Vaikka suurin osa tutkimusalueen maaperästä muodostuu orgaanisista maalajeista, soistumat-biotooppiluokkaan kuuluvia tutkimuspisteitä on vain muutamia. Ne ovat pääasiassa yhteydessä tutkimusalueen lampiin, virtavesiin ja lähteisiin, mutta niitä esiintyy rinteiden terasseilla, joihin on kertynyt vettä (Kaakinen ym. 2008). Soistumien kasvillisuus on tutkimusalueella varsin saravaltaista, ja varsinkin aapasaraa (*Carex rotundata*) esiintyy tutkimusalueella hyvin yleisesti. Kasvillisuuden peittävyys on muutamia poikkeuksia lukuun ottamatta hyvin vähäistä, alle 10 %, ja maaperä on monin paikoin paljaana. Soistumien maaperä on tutkimusalueen biotoopeista kaikkein paksuinta, keskimäärin yli 20 cm, ja se koostuu suurimmaksi osaksi pinnalla olevasta orgaanisesta kerroksesta.

6. Analyysi- ja mallinnusmenetelmät

Kenttätyö-, topografia- ja biotooppiaineistoista koottiin tutkimusaineisto, jota tarkasteltiin, analysoitiin ja mallinnettiin R-ohjelmalla (R Core Team 2017). Aluksi tarkasteltiin maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua biotoopeissa kesä- heinä- ja elokuun mittauksissa. Tämän jälkeen tarkasteltiin mallinnuksessa käytettävien ympäristömuuttujien välisiä korrelaatioita ja spatiaalista autokorrelaatiota. Lopuksi maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua mallinnettiin tilastollisilla mallinnusmenetelmillä.

6.1. Ympäristömuuttujien väliset korrelaatiot

Maaperän kosteutta ja lämpötilaa kuvaavissa tilastollisissa malleissa käytettävien ympäristömuuttujien välisiä korrelaatioita tutkittiin multikollineaarisuuden varalta. Muuttujien välisten korrelaatioiden ei tulisi olla $r > |0,7|$, sillä muuten tulosten luotettavuus kärsii (Dormann ym. 2007). Jatkuvien muuttujien välistä korrelaatiota tarkasteltiin Spearmanin korrelaatiokertoimella ja jatkuvien muuttujien ja luokkamuuttujien välisiä korrelaatioita R-ohjelman *polycor*-kirjaston avulla polyseriaalisella korrelaatiolla (Fox 2019). Luokkamuuttujien (biotooppi- ja maaperäluokat) välistä korrelaatiota tarkasteltiin puolestaan χ^2 -testiin perustuvalla Cramérin V-testillä (Cramér 1946: 282).

Mallinnuksessa käytettyjen muuttujien välillä ei löydetty mallinnusta haittaavaa multikollineaarisuutta (liite 6). Ainoastaan eri mittausjaksojen maaperän kosteuksien keskinäiset korrelaatiot olivat yli $|0,7|$. Näitä muuttujia ei kuitenkaan käytetty milloinkaan samoissa malleissa, vaan mallinnuksessa käytettiin aina vain kunkin mallinnettavan mittausjakson aikaisia kosteus- ja lämpötila-arvoja. Useimmat muuttujien väliset korrelaatiot olivat melko heikkoja, ja vahvimmat korrelaatiot ovat alle $|0,5|$. Voimakkaimmat korrelaatiot havaittiin biotoopin ja kesäkuun maaperän lämpötilan, säteilyn ja elokuun maaperän lämpötilan sekä orgaanisen kerroksen ja heinä- ja elokuun kosteuksien välillä.

6.2. Spatiaalinen autokorrelaatio

Spatiaalisella autokorrelaatiolla tarkoitetaan sitä, että lähekkäin olevat alueet tai tutkimuspisteet ovat samankaltaisempia kuin kauempana sijaitsevat (Dormann ym. 2007). Vahvat spatiaaliset korrelaatiot voivat aiheuttaa ongelmia mallinnuksessa, sillä mallinnuksessa käytettävien havaintojen oletetaan olevan itsenäisiä ja toisistansa riippumattomia. Koska tutkimuspisteet sijaitsivat lähellä toisiaan, tuli spatiaalinen autokorrelaatio ottaa tutkimuksessa huomioon. Tässä tutkimuksessa tutkittiin maaperän kosteuden ja lämpötilan sekä GAM-mallien residuaalien eli jäännösvirheiden autokorrelaatiota määrittämällä näille Moranin indeksi R-ohjelman *pgirmess*-kirjaston avulla (Giraudoux ym. 2018). Maaperän kosteuden osalta spatiaalinen autokorrelaatio oli hyvin vähäistä (liite 7). Maaperän lämpötilan osalta oli havaittavissa heikkoa spatiaalista autokorrelaatiota varsinkin kesä- ja heinäkuun mittauksissa, mutta näiden ei katsottu haittaavan mallinnusta.

6.3. Tilastolliset mallinnusmenetelmät

Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelun mallintamisessa hyödynnettiin kolmea eri aineistolähtöistä monimuuttujamenetelmää: yleistettyjä additiivisia malleja (*Generalized additive models*, GAM), yleistettyjä luokittelupuumenetelmiä (*Generalized boosted models*, GBM) ja Random Forestia eli satunnaista metsää (RF) (Hastie & Tibirishani 1986; Ridgeway 1999; Breiman 2001). Kyseisiä menetelmiä on käytetty paljon monimutkaisten aineistojen, kuten esimerkiksi ympäristöaineistojen mallintamisessa (esimerkiksi Cutler ym. 2007; Elith ym. 2008; Aalto ym. 2013; Kemppinen ym. 2018).

6.3.1. Yleistetyt additiiviset mallit (GAM)

Yleistetyt additiiviset mallit lyhennettynä GAM, ovat regressiomalleihin kuuluvia malleja, joita voidaan käyttää ei-parametrinen aineistojen mallintamiseen (Yee & Mitchell 1991). Malleissa hyödynnetään vapausasteilla määrättävää tasoitusfunktioita, joka sovittaa mallin vastekäyrää aineistoon taivuttamalla sitä (Hastie & Tibirishani 1986). Vapausasteiden määrän valitsemisessa tulee huomioda se, että niiden liiallinen määrä johtaa helposti mallin ylisovittumiseen, mikä heikentää mallin yleistettävyyttä. Menetelmän etuna on kuitenkin sen kyky tunnistaa monimutkaisista

aineistoista myös heikkoja vuorovaikutussuhteita (Yee & Mitchell 1991). Tässä tutkimuksessa GAM-mallit laadittiin R-ohjelman *mgcv*-kirjaston avulla hyödyntäen gaussilaista virhejakaumaa ja asettamalla vapausasteiden määräksi neljä (Wood 2018). Mallien toiminnan parantamiseksi vastemuuttujien jakaumaa korjattiin logaritimuunnoksella.

6.3.2. Yleistetyt luokittelupuumenetelmät (GBM)

Yleistetyt luokittelupuumenetelmät (*Generalized boosted models*), lyhennettynä GBM, ovat regressiopuita hyödyntäviä koneoppimismenetelmällä laadittavia malleja, jotka tunnistavat helposti aineistosta monimutkaisia vasteita (Ridgeway 1999; Elith ym. 2008). Menetelmässä luodaan regressiopuita jakamalla aineistoa vastemuuttujaa selittävillä muuttujilla. Puuhun muodostetaan ”oksanhaaroja”, joissa jokaisessa aineisto jaetaan kahtia mahdollisimman optimaalisesta kohtaa selittävän muuttujan vaihteluväliä niin, että lopulta kunkin puun oksien päässä on keskenään mahdollisimman homogeenisia havaintojoukkoja. Lopuksi regressiopuita yhdistetään yhdeksi yleistäväksi malliksi, jolla voidaan visualisoida helposti muuttujien vastekäyriä, ennustaa uusia arvoja sekä tarkastella selittävien muuttujien suhteellisia merkitysosuuksia. Tässä tutkimuksessa GBM-mallit laadittiin R-ohjelman *gbm*-kirjastolla, jossa laadittavien regressiopuiden määräksi (*n.trees*) asetettiin 2000, interaktioiden määräksi (*interaction.depth*) 3, opetusaineiston kooksi (*bag.fraction*) 0,75 ja oppimisnopeus (*shrinkage*) 0,001 (Ridgeway 2017).

6.3.3. Satunnainen metsä (RF)

Random Forest, suomeksi myös ’satunnainen metsä’ tai ’satumetsä’, lyhennettynä RF, on GBM:n tavoin luokittelupuita hyödyntävä koneoppimismenetelmä (Breiman 2001). Sen on todettu soveltuvan varsin hyvin monimutkaisten ilmiöiden mallintamiseen ja siksi RF:n käyttö esimerkiksi ekologisissa tutkimuksissa on lisääntynyt viime vuosina ja sen käyttö on suosittua varsinkin kaukokartoitusaineistojen analysoinnissa (Cutler ym. 2007; Belgiu & Drăgut 2016; Hutengs & Vohland 2016; Fox ym. 2017). RF muodostaa luokittelupuita jakamalla aineiston satunnaisotannalla kahteen osajoukkoon, joista toista käytetään puiden muodostamiseen ja toista osajoukkoa puusta syntyneen mallin testaamiseen (Breiman 2001). Menetelmä eroaa GBM:stä siinä, että aineiston lisäksi myös oksanhaaroja muodostavat selittävät muuttujat valitaan satunnaisotannalla. (Liaw &

Wiener 2002). Testaamiseen käytettävä osajoukko luokitellaan puussa kuuluvaksi johonkin oksien päässä olevaan luokkaan. Kun havaintoja on jaoteltu lukuisissa puissa, se ”äänestetään” kuuluvaksi luokkaan, johon se on eniten luokiteltu (Breiman 2001). Satunnaisesti valittavien selittävien muuttujien osajoukon vuoksi malli ei ole erityisen herkkä muuttujien välisille korrelaatioille eikä aineistossa olevien mahdollisten ääriarvojen liialliselle vaikutukselle. Tässä tutkimuksessa RF-mallit laadittiin R-ohjelman *randomForest*-kirjastolla, jossa laadittavien puiden määräksi (ntree) asetettiin 2000 (Breiman ym. 2018).

6.3.4. Mallinnuksen kulku

Aluksi ympäristömuuttujat jaettiin topografia- (*Topo*), maaperä- (*Soil*) ja kasvillisuusmuuttujaryhmiin (*Vege*) seuraavasti:

- (2) $\text{Topo} = \text{korkeus merenpinnasta} + \text{potentiaalinen säteily} + \text{TWI} + \text{TPI}$
- (3) $\text{Soil} = \text{maaperäluokka} + \text{orgaanisen kerroksen paksuus} + \text{mineraalimaan paksuus} + \text{mittausjakson maaperän kosteus} / \text{lämpötila}$
- (4) $\text{Vege} = \text{biotooppiluokka} + \text{kasvillisuuden peittävyys} + \text{kasvillisuuden korkeus}$

Näiden muuttujaryhmien avulla laadittiin kullakin mallinnusmenetelmällä jokaiselle mittausjaksolle kolme maaperän kosteutta ja lämpötilaa eri mittausjaksojen aikana kuvaavaa tilastollista mallia. Ensimmäisessä mallissa maaperän kosteutta ja lämpötilaa mallinnettiin vain topografiamuuttujilla. Toisessa mallissa topografiamuuttujien lisäksi huomioitiin myös maaperämuuttujat ja kolmannessa mallissa, jota tässä tutkimuksessa kutsutaan paikoin myös ”täysmalliksi”, huomioitiin edellisten lisäksi myös kasvillisuusmuuttujat.

Mallien selityskyvyllä tarkoitetaan sitä, kuinka suuren osan malli pystyy selittämään aineistossa havaituista maaperän kosteus- ja lämpötila-arvoista. Eri malleilla on erilaisia arvoja, jotka kertovat niiden kyvystä selittää aineiston vaihtelua. GAM-mallit kuuluvat lineaarisiin malleihin, joten niiden selityskykyä kuvaillaan yleisimmin selitysstasteella. GBM- ja RF-malleilla ei ole valmista selitysstastetta, vaan niiden selityskykyä tarkastellaan pääasiassa vertailemalla mallin pisteille ennustamia arvoja pisteiltä todellisuudessa mitattuihin havaintoarvoihin Spearmanin

korrelaatiokertoimen neliöllä. Tätä selityskyvyn mittaria kutsutaan myös mallin istuvuudeksi. Mallien selityssasteiden tulosten tarkkuuden selvittämiseksi hyödynnettiin toistokoetta bootstrapotannalla (Efron 1979). Siinä mallinnukseen valitaan aineistosta havaintojen lukumäärän verran havaintoarvoja, mutta niin, että sama havaintoarvo voi tulla valituksi mallinnukseen useita kertoja. Tämän jälkeen luodaan malli, ja mallinnuksen jälkeen otetaan talteen selityskykyä kuvaava tunnusluku. Sama toistetaan esimerkiksi sata kertaa, joissa jokaisella mallinnuskierroksella on mukana erilainen kombinaatio havaintoarvoja. Lopuksi havainnoidaan mallien selityskykyjen eroja.

Mallien ennustekyvyyllä tarkoitetaan niiden kykyä ennustaa uusia, puuttuvia maaperän kosteuden ja lämpötilan arvoja. Mallien ennustekyky laskettiin kaikilla mallinnusmenetelmillä ristiinvalidoinnin avulla. Aluksi aineisto jaettiin satunnaisesti kalibrointi- (70 % aineistosta) ja evaluointiaineistoon (30 %). Kalibrointiaineistolla laadittiin maaperän kosteutta ja lämpötilaa kuvaavat mallit, joilla ennustettiin evaluointiaineiston arvoja. Ennustettuja arvoja verrattiin havaittuihin arvoihin Spearmanin korrelaatiokertoimella. Ristiinvalidointi toistettiin kaikille malleille sata kertaa, ja mallien ennustekykyä tarkasteltiin näistä sadasta toistokerrasta saatujen korrelaatioiden jakauman perusteella. Mallien luotettavuuden lisäämiseksi niistä laskettiin myös keskineliöjuuren neliövirheet (*Root Mean Square Error*, RMSE).

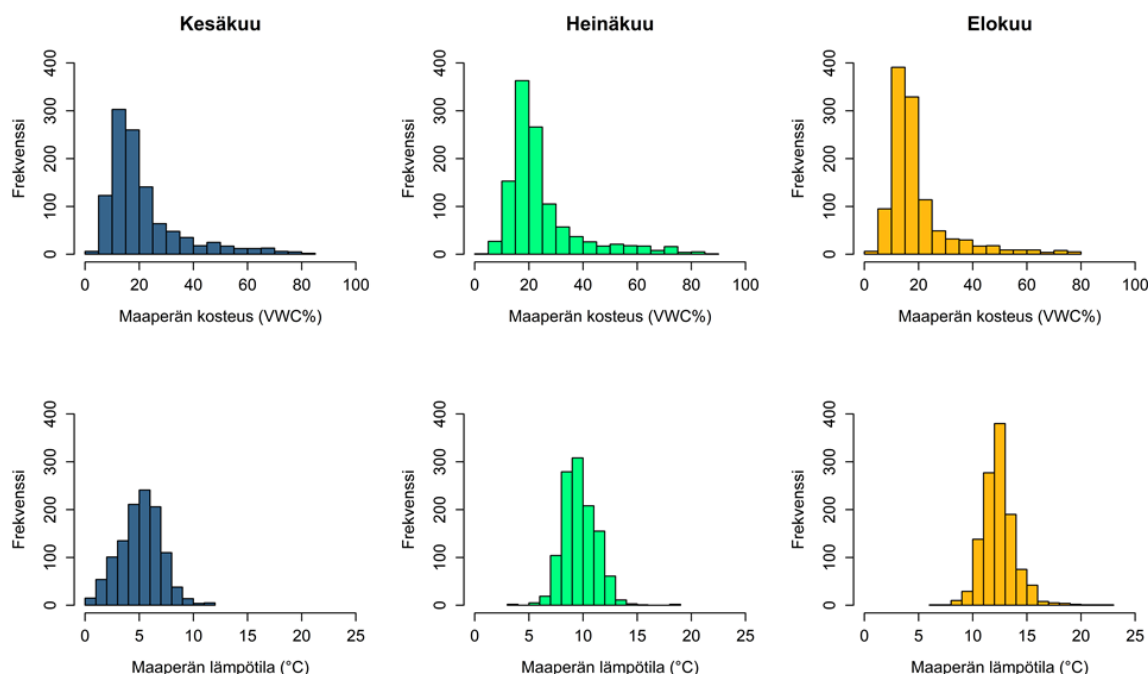
Lopuksi tarkasteltiin vielä yksittäisten muuttujien vaikutusta maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihteluun mittausjaksojen aikana GBM-mallien suhteellisten merkitysosuuksien avulla (Elith ym. 2008). Suhteelliset merkitysosuudet kertovat, kuinka paljon kunkin maaperän kosteutta ja lämpötilaa selittävän muuttujan kykyä selittää maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua suhteessa muihin muuttujiin. Merkitysosuuksia tarkasteltiin sadan toistokerran keskiarvojen perusteella.

7. Tulokset

7.1. Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelu biotoopeissa kasvukauden aikana

Maaperän kosteus ja lämpötila vaihtelevat tutkimusalueella kaikkina kolmena mittausajankohtana hyvin paljon (kuvat 10 ja 11). Maaperän kosteus vaihtelee kesäkuussa 1,6–81,4 VWC%:n, heinäkuussa 4,1–85,2 VWC%:n ja elokuussa 1,3–78,7 VWC%:n välillä. Maaperän lämpötila vaihtelee puolestaan kesäkuussa 0,1–11,6 °C:n, heinäkuussa 3,8–18,6 °C:n sekä elokuussa 6,4–22,2 °C:n välillä. Mittaustuloksissa esiintyy paljon poikkeavia ääriarvoja, joiden vuoksi vaihteluvälit ovat hyvin suuria. Sen sijaan kvartiilivälit eli keskimmäisten havaintoarvojen välit ovat vaihteluvälejä huomattavasti pienempiä. Lisäksi vaikka maaperän lämpötilan ääriarvot kasvavat kasvukauden aikana, niiden kvartiilivälit puolestaan pienenevät (kuva 10, liite 8).

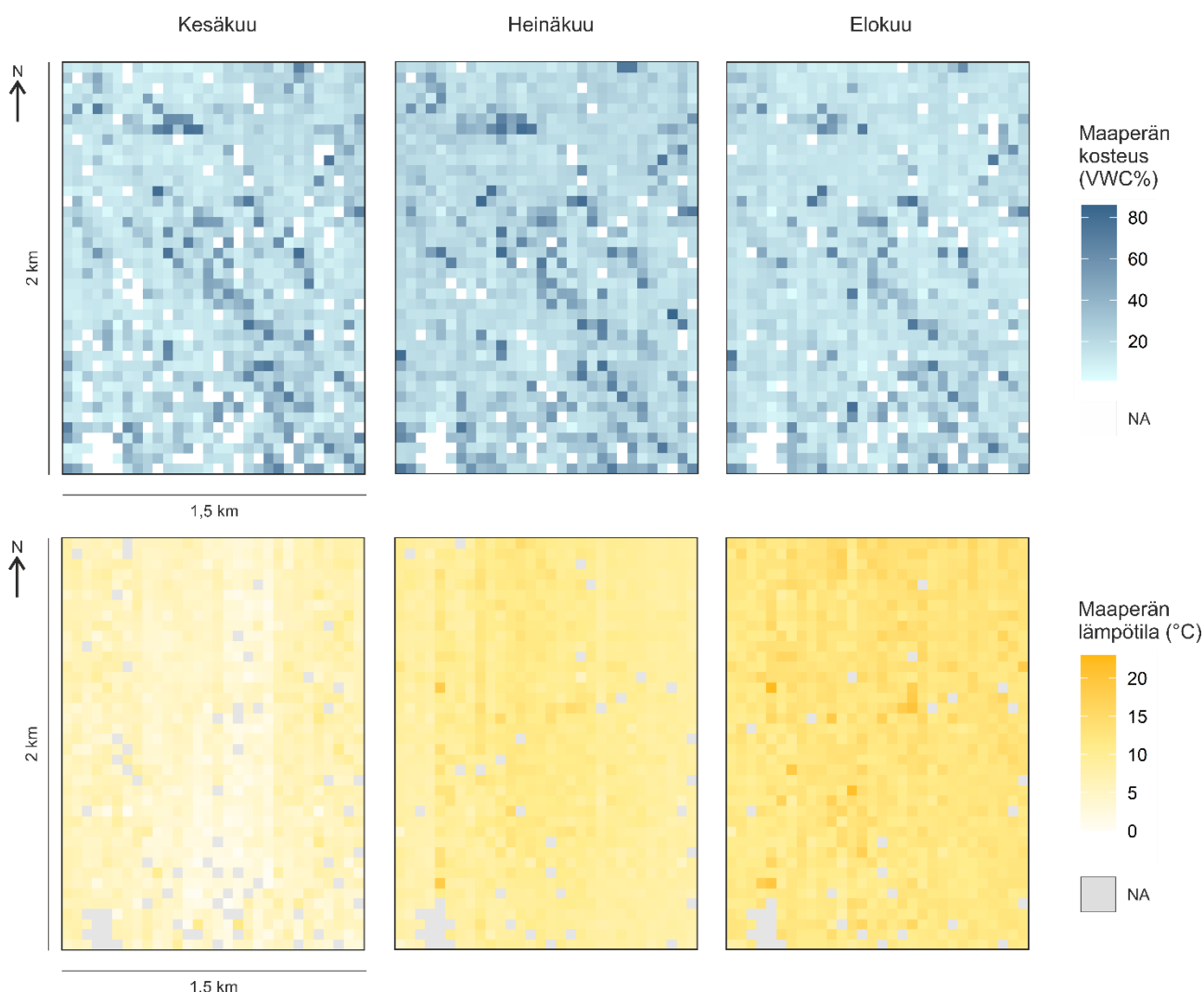
Mittaustuloksissa esiintyvien ääriarvojen vuoksi tässä tutkimuksessa käytetään havaintojen keskilukujen tarkasteluun pääasiassa mediaaneja keskiarvojen sijasta. Maaperän kosteuden mediaani on kesäkuussa 16,9 VWC%, heinäkuussa 20,5 VWC% ja elokuussa 15,9 VWC%.



Kuva 10. Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihteluiden histogrammit. Maaperän kosteusarvot keskimäärin vähenevät kasvukauden aikana, kun taas maaperän lämpötila-arvot keskimäärin kasvavat. Sen sijaan molempien arvot keskittyvät kasvukauden edetessä, joskin aineistossa esiintyy kaikkina mittausajanjaksoina useita poikkeavia äärihavaintoja.

Maaperän lämpötilan mediaanit ovat puolestaan kesäkuussa 5,3 °C, heinäkuussa 9,5 °C ja elokuussa 12,4 °C. Maaperän kosteus on siten korkeimmillaan keskimäärin heinäkuussa ja alhaisimmillaan elokuussa. Maaperän lämpötila puolestaan kasvaa läpi kasvukauden ollessaan keskimäärin kylmimmillään kesäkuussa ja lämpimimmillään elokuussa.

Tarkasteltaessa maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellista vaihtelua koko tutkimusalueella huomataan niiden muodostavan hyvin heterogeenisen mosaiikin (kuva 11). Maaperän kosteutta tarkasteltaessa voidaan kuitenkin huomata kosteimpien alueiden sijaitsevan tutkimusalueella usein purojen läheisyydessä. Maaperän lämpötila-arvoissa voidaan huomata puolestaan heinä- ja elokuun mittauksissa korkeampien lämpötilojen keskittyvän Korkea-Jehkasin etelään avautuville rinteille, tuulenpieksämille ja hiekkaisille joentörmille.

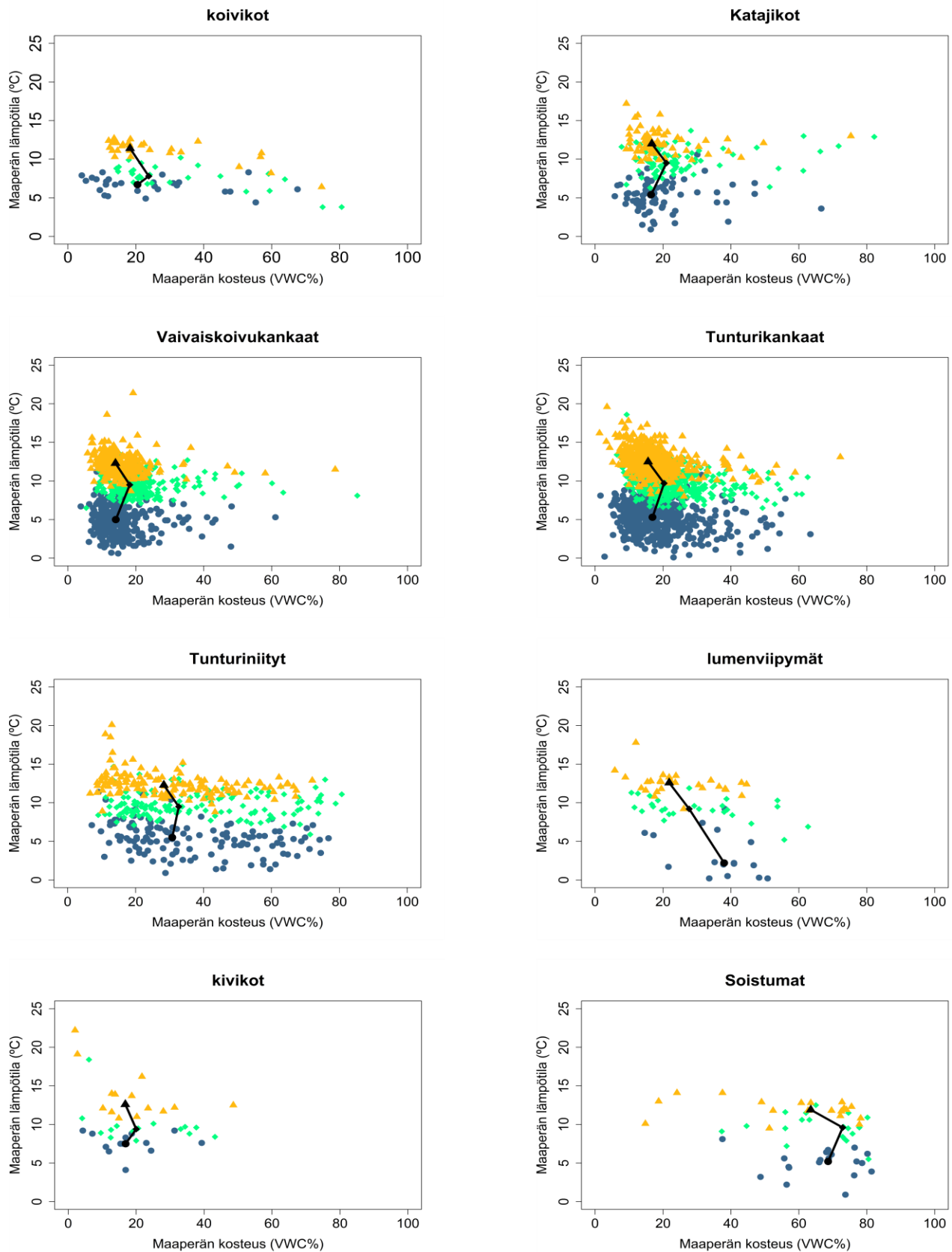


Kuva 11. Maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellinen vaihtelu tutkimusalueella kesä-, heinä- ja elokuun mittausjaksojen aikana. 157 pisteeltä ei saatu mitattua maaperän kosteutta tai lämpötilaa kaikkina kolmena mittausjaksona johtuen pääosin kivisestä tai lumenpeitossa olevasta maaperästä.

Maaperän kosteus ja lämpötila vaihtelevat huomattavasti myös eri biotoopeissa kasvukauden aikana (kuva 12, liite 8). Keskimääräisesti kostein biotooppi kaikkina mittausajankohtina on ylivoimaisesti soistumat ja kuivin vastaavasti vaivaiskoivukankaat. Keskimääräisesti lämpimin biotooppi on kesäkuussa kivikot, heinäkuussa tunturikankaat ja elokuussa sekä kivikot että lumenviipymät. Varsinkin heinä- ja elokuun mittauksissa monet lämpötilojen mediaaniluvut ovat melko samanlaisia. Vastaavasti kylmin biotooppi on kesäkuussa selvästi lumenviipymät ja heinä- ja elokuussa koivikot. Lumenviipymiä lukuun ottamatta maaperän mediaanikosteus kasvaa kesäkuulta heinäkuulle ja vähenee heinäkuun ja elokuun mittausten välillä (kuva 12, liite 8). Lumenviipymien mediaanikosteus sen sijaan vähenee voimakkaasti koko kasvukauden ajan, jopa 16,2 VWC%:a. Katajikoissa, vaivaiskoivukankailla, tunturikankailla ja kivikoissa maaperän kosteus kasvaa kesäkuulta heinäkuulle, mutta laskee puolestaan heinäkuulta elokuulle saman verran, jolloin kesäkuun ja elokuun kosteuden mediaaniluvut ovat melko samoissa lukemissa. Katajikoilla ero on 0,2 VWC%:a, vaivaiskoivukankailla ja kivikoissa -0,1 VWC% ja tunturikankailla -1,3 VWC%. Koivikoiden ja soistumien mediaanikosteudet kasvavat kesäkuulta heinäkuulle monien muiden biotooppien tavoin, mutta ne puolestaan laskevat selvästi heinäkuulta elokuulle ja varsinkin soiden mediaanikosteus laskee huomattavasti. Tunturiniittyjen mediaanikosteus sen sijaan nousee kesäkuulta heinäkuulle hyvin maltillisesti, mutta koivikoiden ja soistumien tapaan se laskee selvästi heinäkuulta elokuulle.

Maaperän mediaanilämpötilat puolestaan kasvavat koko kasvukauden ajan. Voimakkainta kasvu on lumenviipymissä, joiden mediaanilämpötila nousee kesäkuulta elokuun mittauksiin 10,4 °C. Koivikkoja ja kivikkoja lukuun ottamatta maaperän mediaanilämpötilat kasvavat voimakkaammin kesäkuulta heinäkuulle kuin heinäkuulta elokuulle. Myös maaperän mediaanilämpötilojen vaihtelu kesäkuun ja elokuun mittausten välillä on näissä biotoopeissa kaikkein pienintä, koivikoissa 4,7 °C ja kivikoissa 5,1 °C.

Maaperän kosteuden hajonta on hyvin suurta biotooppien sisällä. Erityisesti tunturiniityillä ja koivikoissa maaperän kosteus vaihtelee voimakkaasti kaikkina mittausajankohtina. Katajikoissa sekä vaivaiskoivu- ja tunturikankailla maaperän kosteuden havaintoarvot ovat keskittyneempiä ja niiden kvartiilivälit ovat keskimäärin muita biotooppeja pienemmät kasvukauden aikana. Näissä biotoopeissa esiintyy kuitenkin myös useita poikkeavia ääriarvoja, ja sen vuoksi niiden kosteushavaintojen vaihteluvälit ovat hyvin suuria. Lumenviipymillä ja kivikoissa maaperän kosteuden arvojen kokonaisvaihtelut ovat biotoopeista keskimäärin pienimpiä. Näissä biotoopeissa maaperän kosteus on kuitenkin jakautunut tasaisemmin gradientille eivätkä niiden kvartiilivälit ole keskimäärin niin keskittyneitä kuin tunturi- ja vaivaiskoivukankailla.



Kuva 12. Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelu biotoopeissa kasvukauden aikana. Mustat pisteet ja viivat kuvaavat kosteuden ja lämpötilan mediaanien vaihtelua eri mittausjaksojen aikana.

Soistumissa maaperän kosteuden vaihteluväli pysyy melko tasaisena kesä- ja heinäkuussa, mutta elokuussa erot kasvavat huomattavasti, kun osa soista kuivuu voimakkaasti ja osa puolestaan pysyy kosteina.

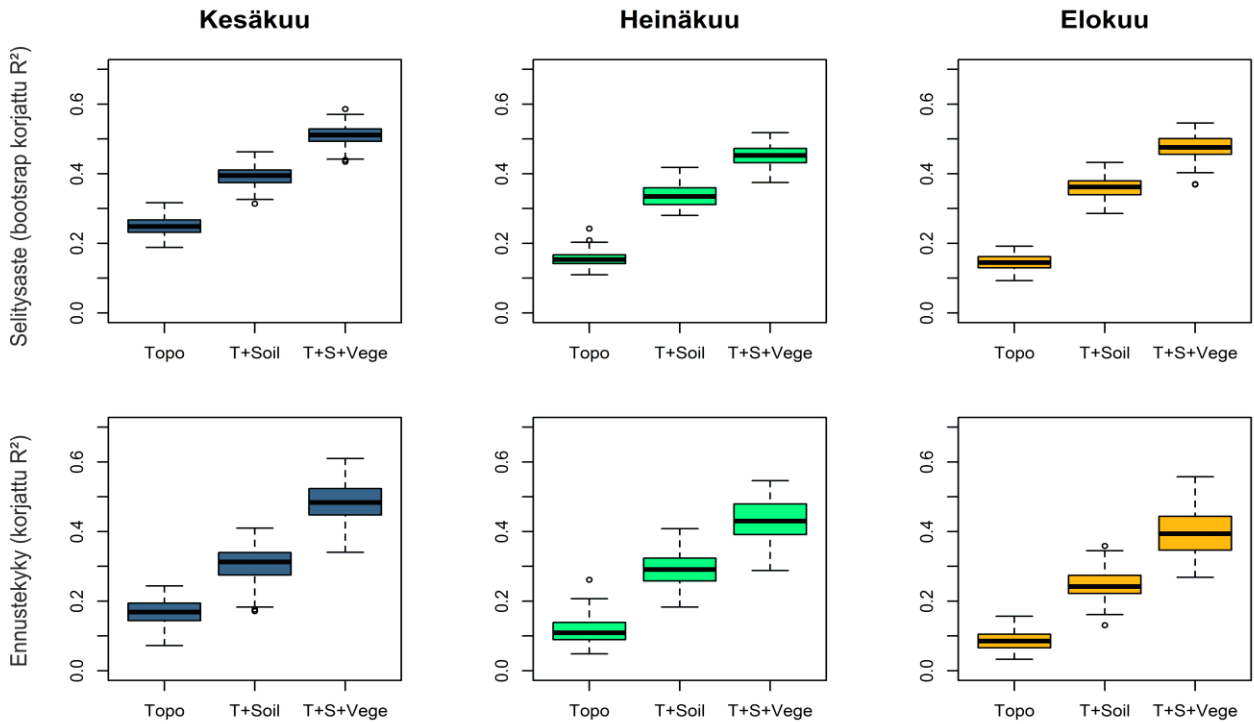
Myös maaperän lämpötila-arvot jakautuvat eri tavoin biotooppien sisällä. Pääasiassa lämpötilojen kvartiilivälit ovat melko pieniä, usein n. 1–2 °C (liite 8). Sen sijaan osassa biotoopeista maaperän lämpötilan kokonaisvaihtelu on paljon suurempaa johtuen useimmiten poikkeavista äärihavainnoista, joskin niissä on myös eroja eri mittausajankohtina. Esimerkiksi tunturikankailla ja -niityillä lämpötilat vaihtelevat keskimäärin eniten kaikkina mittausajankohtina. Vastaavasti kaikkein tasaisimmat lämpötilat ovat koivikoissa. Katajikkojen ja soistumien vaihteluvälit puolestaan laskevat kasvukauden aikana, katajikkojen kesä- ja heinäkuun mittausten välillä ja soistumien heinä- ja elokuun mittausten välillä. Vastaavasti esimerkiksi kivikoissa vaihteluväli kasvaa kasvukauden aikana ja varsinkin elokuussa siihen vaikuttavat poikkeavat äärihavainnot. Lumenviipymissä ja vaivaiskoivukankailla vaihteluvälit puolestaan laskevat kesäkuulta heinäkuulle, mutta kasvavat taas heinäkuulta elokuulle ja varsinkin vaivaiskoivukankaiden vaihteluväliin vaikuttaa kivikoiden tapaan poikkeavat äärihavainnot.

7.2. Maaperän kosteutta ja lämpötilan vaihtelua kuvaavat tilastolliset mallit

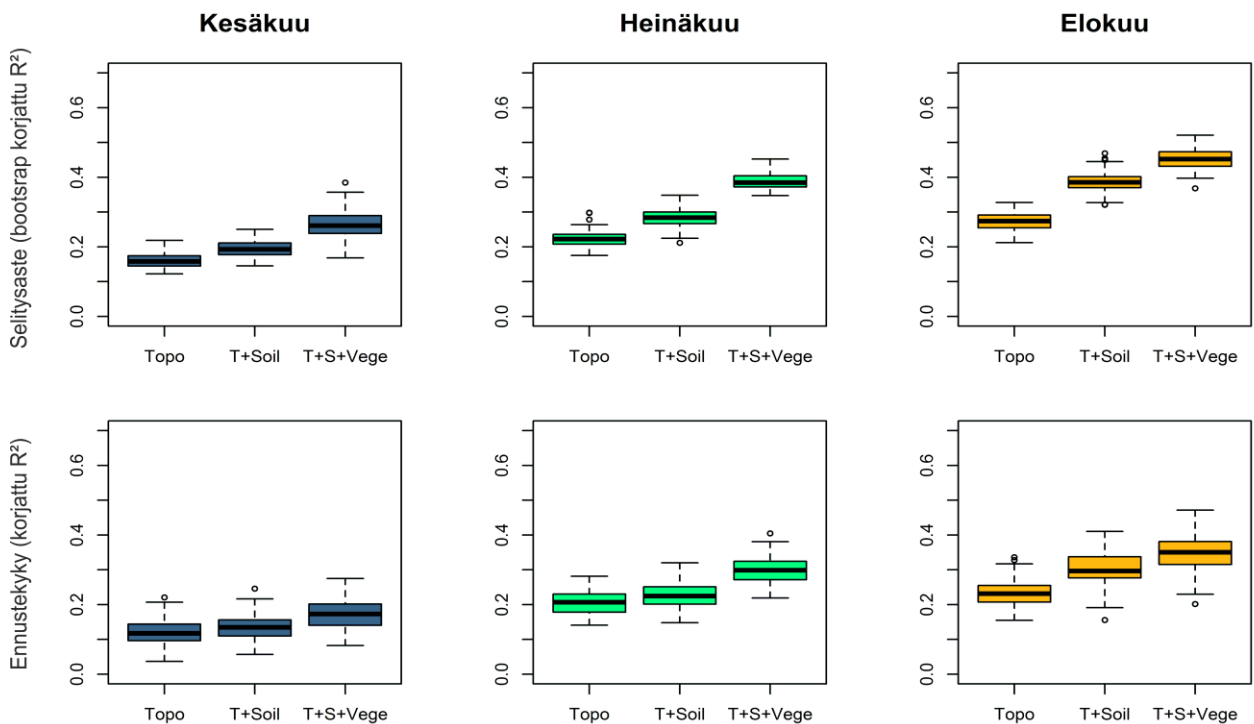
Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua mallinnettiin topografia-, maaperä- ja kasvillisuusmuuttujilla käyttäen GAM-, GBM- ja RF-malleja. Muuttujaryhmien vaikutusta maaperän kosteuteen ja lämpötilaan tutkittiin tarkastelemalla mallien selitys- ja ennustekykyä (kuvat 13–15). Kaikkien mallinnusmenetelmien selitys- ja ennustekyvyt kasvoivat mallinnusmuuttujia lisättäessä kaikkina kolmena mittausajankohtana, mutta menetelmien ja mittausajankohtien väleillä on kuitenkin eroja.

Maaperän kosteutta kuvaavissa malleissa sekä maaperä- että kasvillisuusmuuttujien lisääminen parantavat varsinkin GAM-mallien selityskykyä. GBM-mallien selityskyvyt puolestaan paranevat maltillisemmin ja RF-mallien selityskyvyt vain hyvin vähän. GAM- ja RF-malleilla sekä maaperä- että kasvillisuusmuuttujien lisääminen kasvattavat mallien selityskykyä melko tasaisesti. Sen sijaan GBM-malleissa kasvillisuusmuuttujien lisääminen ei juuri paranna niiden selityskykyä varsinkaan heinä- ja elokuussa. GAM-malleilla lisäksi selityskykyjen vaihteluväli kasvaa muuttujaryhmiä lisäämällä, kun taas GBM- ja RF-mallien selityskykyjen vaihteluväli taas pienenee muuttujaryhmien lisäämisen seurauksena.

A) Maaperän kosteus (GAM)

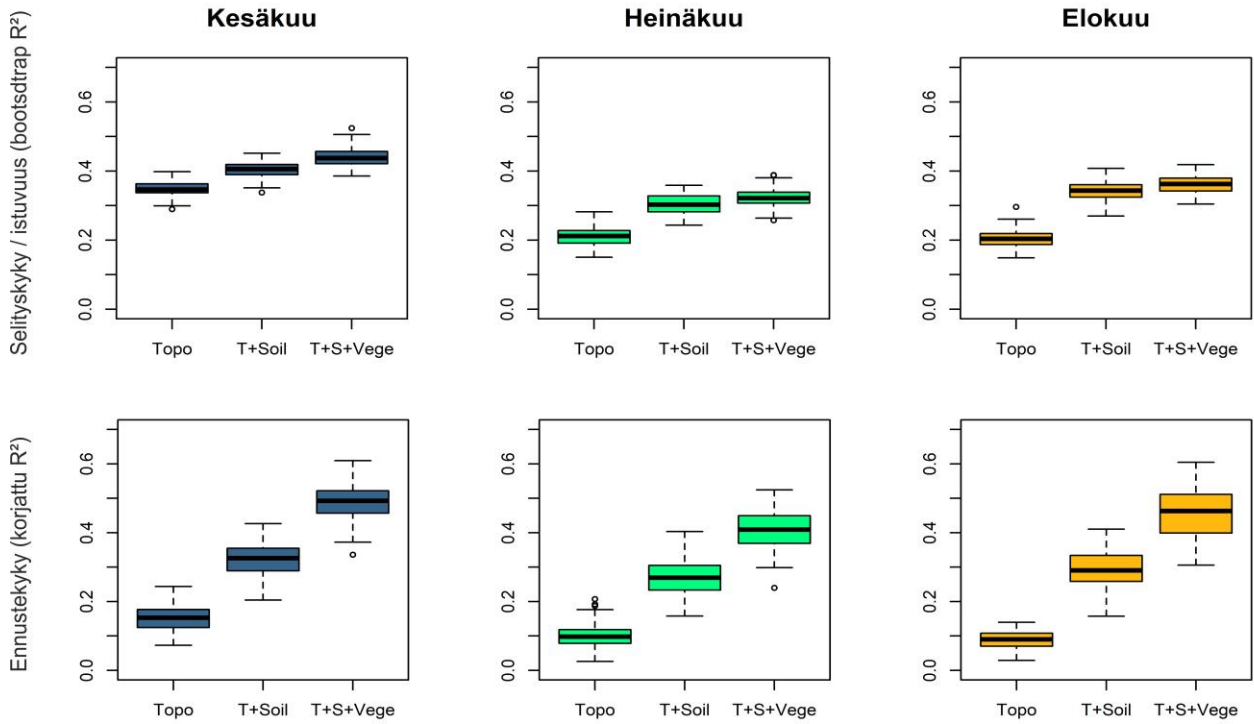


B) Maaperän lämpötila (GAM)

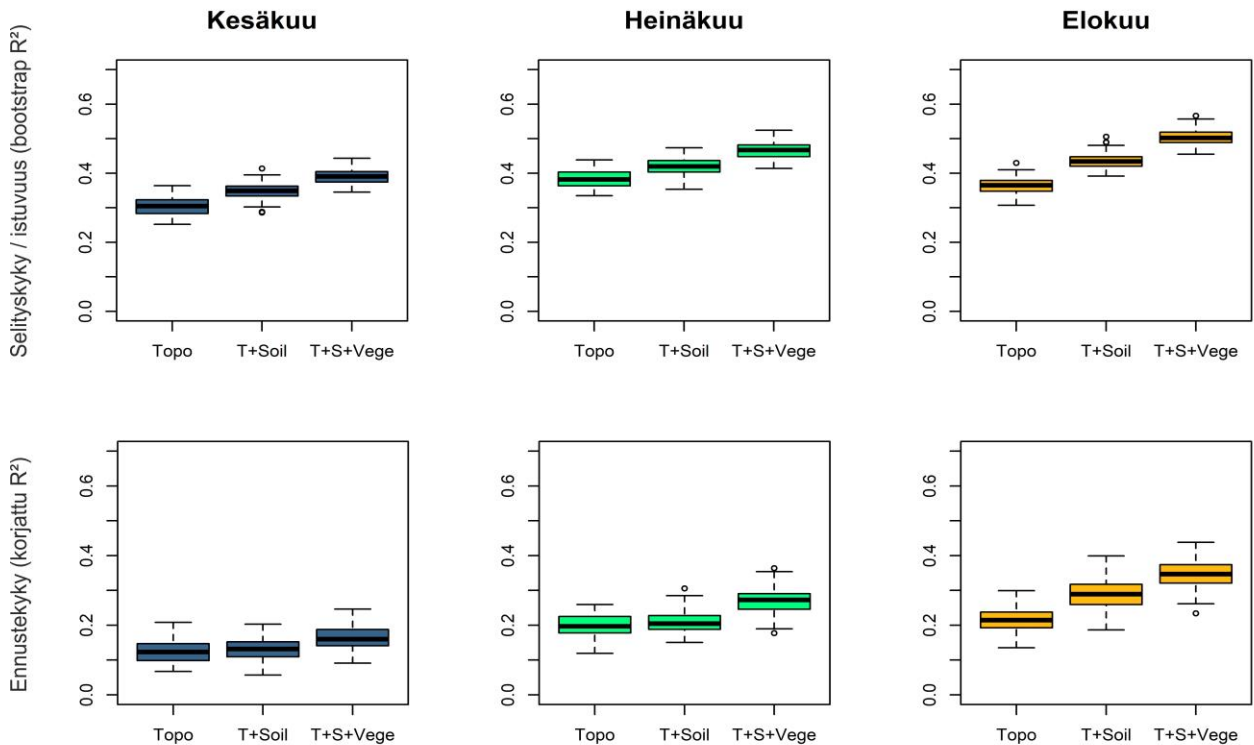


Kuva 13. A) Maaperän kosteutta ja B) maaperän lämpötilaa selittävien GAM-mallien selitys- ja ennustekyvyyt. Mustat poikkiviivat kuvaavat mediaania, värilliset laatikot kvartiiliväliä, viikset vaihteluväliä ja ulkopuoliset pisteet poikkeavia ääriarvoja. Topo= Topografiamuuttujat, Soil= Maaperämuuttujat, Vege= kasvillisuusmuuttujat.

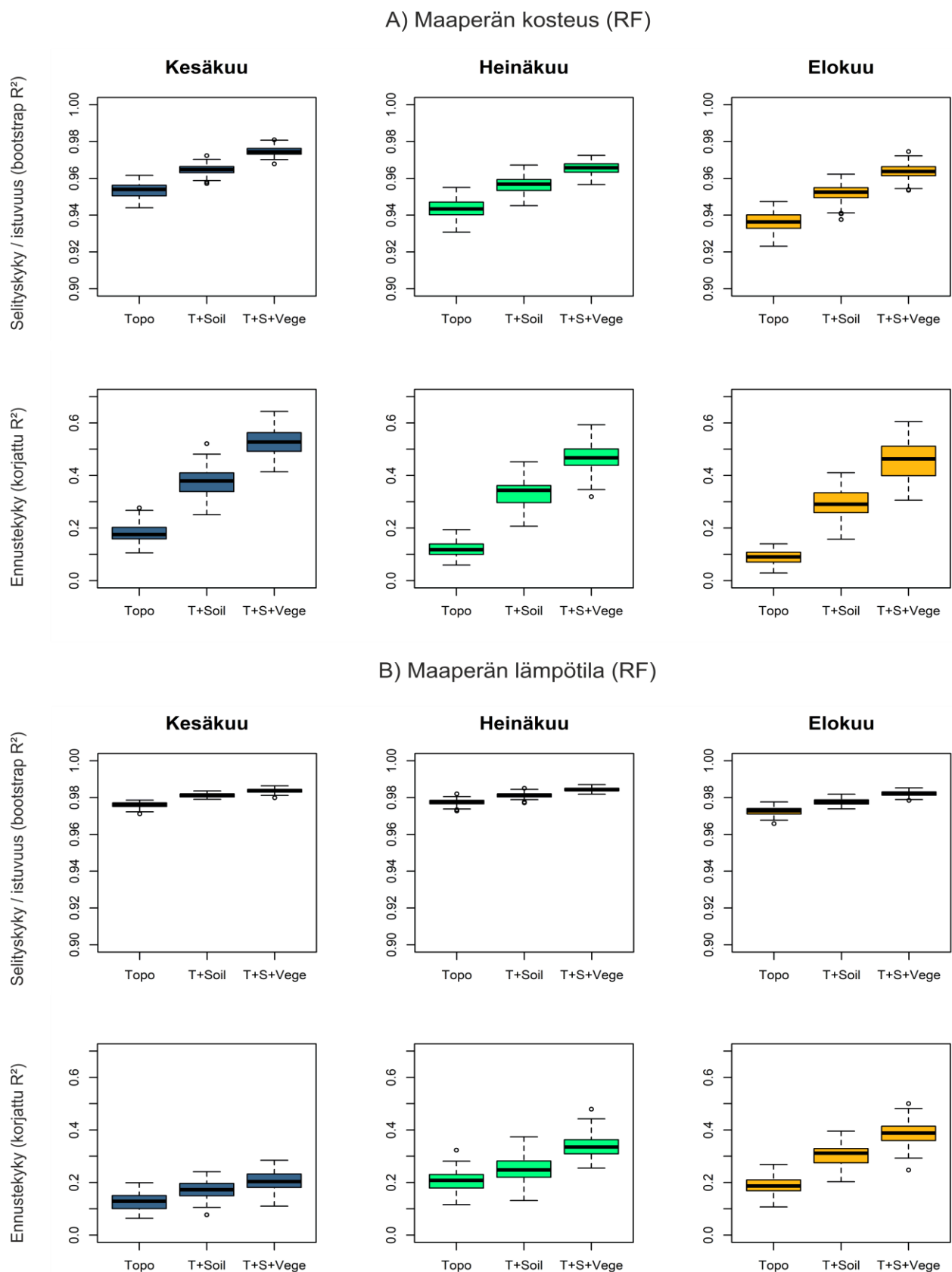
A) Maaperän kosteus (GBM)



B) Maaperän lämpötila (GBM)



Kuva 14. A) Maaperän kosteutta ja B) maaperän lämpötilaa selittävien GBM-mallien selitys- ja ennustekyvyt. Mustat poikkiviivat kuvaavat mediaania, värilliset laatikot kvartiiliväliä, viikset vaihteluväliä ja ulkopuoliset pisteet poikkeavia ääriarvoja. Topo= Topografiamuuttujat, Soil= Maaperämuuttujat, Vege= kasvillisuusmuuttujat.



Kuva 15. A) Maaperän kosteutta ja B) maaperän lämpötilaa selittävien RF-mallien selitys- ja ennustekyvyt. Mustat poikkiviivat kuvaavat mediaania, värilliset laatikot kvartiiliväliä, viikset vaihteluvälejä ja ulkopuoliset pisteet poikkeavia ääriarvoja. Topo= Topografiamuuttujat, Soil= Maaperämuuttujat, Vege= kasvillisuusmuuttujat.

Maaperän lämpötilaa kuvaavien mallien selityskyvyt kasvavat muuttujaryhmiä keskimäärin maaperän kosteutta kuvaavia malleja maltillisemmin. Kasvillisuusmuuttujien lisääminen parantaa kesä- ja heinäkuussa GAM-mallien maaperämuuttujia enemmän, kun taas elokuussa maaperämuuttujat parantavat selityskykyä kasvillisuutta paremmin. GBM- ja RF-mallien selityskyvyt kasvavat puolestaan kaikkina mittausajankohtina melko tasaisesti. Kaikkien lämpötilaa kuvaavien mallien selityskykyjen vaihteluvälit pysyvät melko tasaisina kaikkina mittausajankohtina. RF-mallien selityskykyjen vaihteluväli on erittäin pieni.

Maaperän kosteutta kuvaavien mallien ennustekyvyt kasvavat selvästi maaperä- ja kasvillisuusmuuttujia lisäämällä kaikilla mallinnusmenetelmillä. Kummankin muuttujaryhmän lisääminen malleihin kasvattaa niiden ennustekykyä suurin piirtein yhtä paljon kaikkina mittausajankohtina, pääsääntöisesti maaperä aivan aavistuksen kasvillisuutta enemmän. Kaikkien mallien kohdalla ennustekykyjen vaihteluväli kasvaa muuttujaryhmiä lisättäessä.

Maaperän lämpötilaa kuvaavien mallien ennustekyvyt ovat topografiamalleja lukuun ottamatta keskimäärin pienempiä kuin maaperän kosteutta kuvaavilla malleilla. Ennustekyvyt paranevat vain vähän muuttujaryhmiä lisätessä kaikilla menetelmillä. Varsinkin kesäkuussa maaperän lämpötilaa kuvaavien mallien ennustekyvyt jäävät hyvin pieniksi. Ennustekyvyt kuitenkin kasvavat kasvukauden edetessä. Kesäkuussa muutos on muuttujaryhmiä lisätessä melko tasaista. Heinäkuussa puolestaan kaikilla menetelmillä kasvillisuusmuuttujien lisääminen malleihin parantavat ennustekykyä selvästi. Elokuussa kaikilla menetelmillä maaperämuuttujien lisääminen parantaa ennustekykyä aavistuksen enemmän kuin kasvillisuuden lisääminen malleihin. Mallien ennustekykyjen vaihteluvälit pysyvät melko tasaisena kaikissa malleissa. Sekä maaperän kosteutta että lämpötilaa kuvaavien täysmallien korkeimmat selityskyvyt ovat RF-malleilla ja matalimmat GAM-malleilla. Ennustekyvyt ovat korkeimmat niin ikään RF-malleilla ja matalimmat puolestaan GBM-malleilla. Maaperän kosteuden selitys- ja ennustekyvyt laskevat systemaattisesti kasvukauden edetessä GBM-malleja lukuun ottamatta. Esimerkiksi GAM-malleilla kosteuden täysmallien selityskyvyt ovat keskimäärin kesäkuussa $R^2=0,581$; heinäkuussa $R^2=0,508$ ja elokuussa $R^2=0,496$. Vastaavasti kosteuden GAM-täysmallien ennustekyvyt ovat kesäkuussa keskimäärin $R^2=0,5255$; heinäkuussa $R^2=0,454$ ja elokuussa $R^2=0,428$. GBM-malleilla heikoin selitys- ja ennustekyky on heinäkuun malleilla ja elokuun mallien selitys- ja ennustekyvyt ovat hieman korkeampia. Maaperän lämpötilaa kuvaavien mallien selitys- ja ennustekyvyt puolestaan kasvavat RF-mallien selityskykyä lukuun ottamatta systemaattisesti kasvukauden edetessä ja ovat korkeimmillaan elokuussa. Esimerkiksi GAM-malleilla maaperän lämpötilan täysmallien selityskyky on kesäkuussa keskimäärin

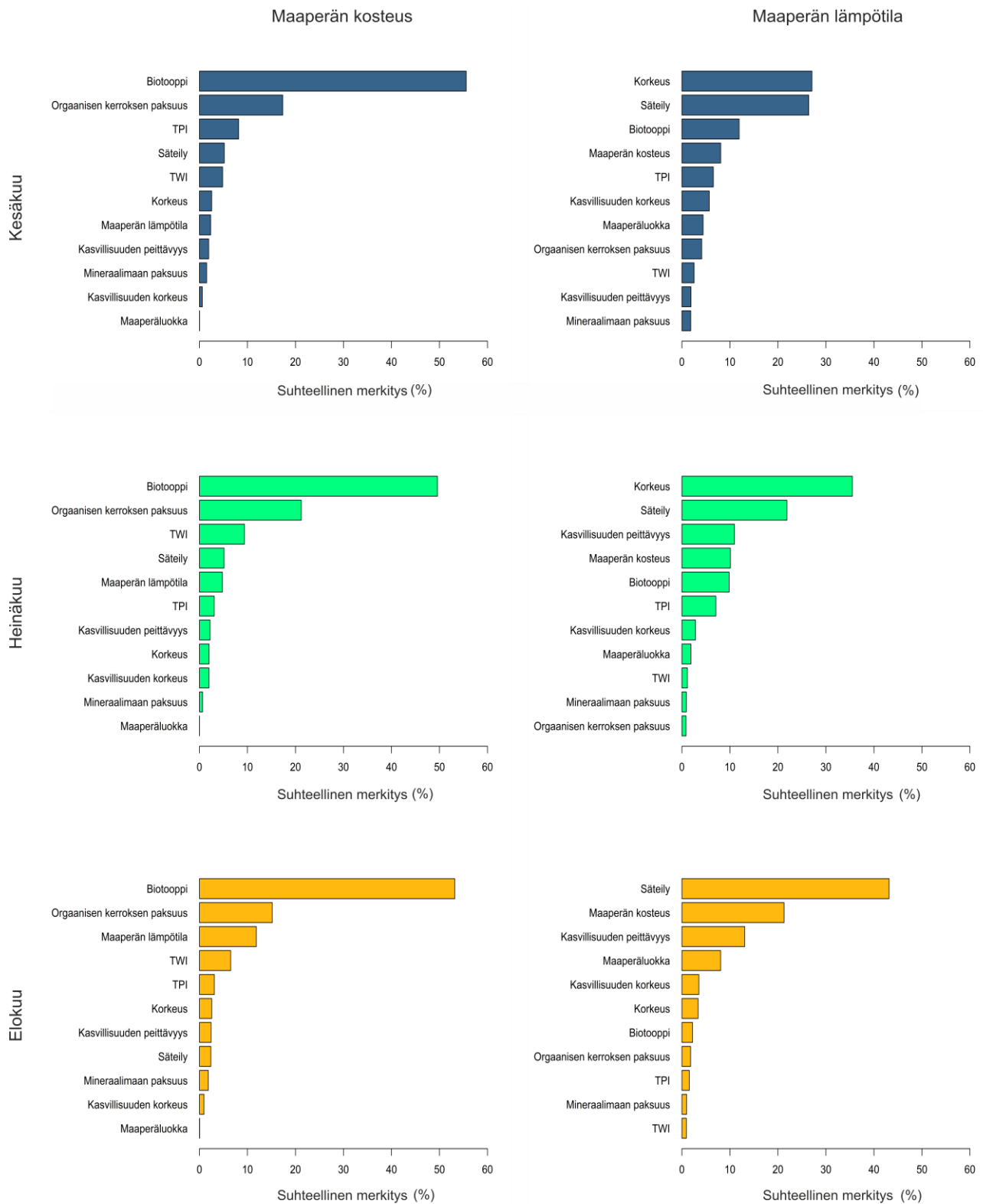
$R^2=0,278$; heinäkuussa $R^2=0,391$ ja elokuussa $R^2=0,444$. RF-malleissa selityskyky pysyy keskimäärin lähes samana kaikkina mittausajankohtina.

Selitys- ja ennustekykyjen lisäksi kaikille malleille laskettiin keskineliöjuuren neliövirheet (RMSE) (liite 9). Sekä maaperän kosteutta että lämpötilaa kuvaavien mallien RMSE:t laskevat systemaattisesti, kun muuttujaryhmiä lisätään malleihin. Maaperän kosteutta kuvaavien täysmallien RMSE:t kasvavat kaikilla mallinnusmenetelmillä kesäkuulta heinäkuulle ja laskevat puolestaan elokuulle. Vastaavasti maaperän lämpötilaa kuvaavien täysmallien RMSE:t laskevat kasvukauden aikana kesäkuulta elokuulle.

7.3. GBM-mallien suhteelliset merkitykset

Muuttujaryhmien lisäksi GBM-malleilla tarkasteltiin myös yksittäisten maaperän kosteutta ja lämpötilaa selittävien muuttujien suhteellista merkitystä eri mittausajankohtina (kuva 16). Kaikkein suurin merkitys maaperän kosteuden vaihtelua selittävistä muuttujista on kaikkina mittausajankohtina biotooppiluokalla, jonka suhteellinen merkitys on kesäkuussa 55,6 %, heinäkuussa 49,6 % ja elokuussa 53,2 %. Toiseksi merkittävin muuttuja on kaikkina mittausajankohtina orgaanisen kerroksen paksuus, jonka suhteellinen merkitys on kesäkuussa 17,4 %, heinäkuussa 21,2 % ja elokuussa 15,2 %. Kaikkein vähiten maaperän kosteuden vaihtelua selittävät kaikkina mittausajankohtina mineraalimaan paksuus, kasvillisuuden korkeus sekä maaperäluokka.

Muista selittävistä muuttujista maaperän lämpötilan suhteellinen merkitys kasvaa huomattavasti kasvukauden aikana kesäkuun 2,3 %:sta elokuun 11,8 %:iin nostaten sen elokuun kolmanneksi merkittävimmäksi maaperän kosteuden vaihtelua selittäväksi muuttujaksi. Kesäkuussa kolmanneksi merkittävimmän muuttujan, TPI:n suhteellinen merkitys vähenee kesäkuusta (8,2 %) heinäkuun mittauksiin (3,1 %), jonka tasolla se pysyy myös elokuussa. TWI:n suhteellinen merkitys on puolestaan korkeimmillaan heinäkuussa, jolloin se on kolmanneksi merkittävin muuttuja (9,3 %). Säteilyn suhteellinen merkitys puolestaan pysyy melko samana kesä- ja heinäkuun mittauksissa, mutta vähenee elokuussa. Korkeuden ja kasvillisuuden peittävyys suhteelliset merkitykset pysyvät melko tasaisina kaikkina mittausajankohtina.



Kuva 16. Maaperän kosteutta ja lämpötilaa selittävien GBM-täysmallien muuttujien suhteelliset merkitysosuudet eri mittausjaksojen aikana laskettuna sadan toistokerran keskiarvoina.

Kaikkein merkittävimmät maaperän lämpötilan vaihtelua selittävät muuttujat ovat kesä- ja heinäkuussa korkeus merenpinnasta ja säteily. Kesäkuussa näiden suhteelliset merkitykset ovat hyvin lähellä samoja, korkeudella 27,1 % ja säteilyllä 26,4 %. Heinäkuussa korkeuden suhteellinen merkitys kasvaa (suhteellinen merkitys 35,5 %) ja säteilyn taas vähenee hieman (21,9 %). Elokuussa korkeuden suhteellinen merkitys kuitenkin vähenee huomattavasti ja on vain 3,4 %.

Sen sijaan säteilyn merkitys kasvaa 43,2 %:iin ja se nousee siten elokuun merkittävimmäksi muuttujaksi. Maaperän lämpötilaa selittävien muuttujien suhteellisissa merkityksissä tapahtuu muitakin huomattavia muutoksia. Kasvillisuuden peittävyys suhteellinen merkitys on kesäkuussa kaikista muuttujista toiseksi pienin, 1,9 %, mutta sen merkitys kasvaa kasvukauden edetessä selvästi ja se nousee kolmanneksi merkittävimmäksi muuttujaksi heinäkuussa 10,9 %:n ja elokuussa 13,1 %:n suhteellisilla merkityksillään. Maaperän kosteuden merkitys kasvaa vain vähän kesäkuulta (8,1 %) heinäkuulle (10,1 %), mutta sen merkitys kasvaa selvästi loppukesää kohden nousten elokuun toiseksi merkittävimmäksi muuttujaksi 21,3 % suhteellisella merkityksellään. Biotoopin ja TPI:n suhteelliset merkitykset pysyvät niin ikään melko tasaisina kesä- ja heinäkuussa, mutta elokuussa näiden suhteelliset merkitykset kuitenkin vähenevät huomattavasti. Maaperäluokan suhteellinen merkitys puolestaan vähenee kesäkuulta heinäkuulle, mutta kasvaa selvästi elokuun mittauksiin. TWI:n, orgaanisen kerroksen paksuuden ja mineraalimaan paksuuden suhteelliset merkitykset ovat keskimäärin kaikkein pienimpiä ja niiden vaihtelu on kasvukauden aikana melko vähäistä.

GBM-mallien vastekäyrät kuvaavat maaperän kosteutta ja lämpötilaa selittävien muuttujien vaikutusten suuntaa (liite 10). Maaperän kosteutta selittävien muuttujien vastekäyrien suunnat pysyvät suurin piirtein samanlaisina kaikkina mittausajanjaksoina. Sen sijaan maaperän lämpötilaa selittävistä vastemuuttujista korkeuden, TPI:n, TWI:n ja mineraalimaan paksuuden vastekäyrät ovat erilaisia eri mittausajankohtien aikaan. Esimerkiksi korkeuden vastekäyrä on kesäkuussa U-kirjaimen mallinen, jonka perusteella maaperän lämpötila saisi matalimmat arvot korkeuden ollessa n. 650 m mpy, kun taas vastaavasti heinäkuussa vastekäyrä on päinvastaisesti yksihuippuinen eli unimodaali ja kyseisellä korkeusalueella esiintyisi kaikkein korkeimmat lämpötilat. Elokuussa käyrä nousee voimakkaasti ja saturoituu juuri 650 m korkeudella. Vastaavasti esimerkiksi mineraalimaan paksuuden vaste on kesäkuussa laskeva, mutta heinä- ja elokuussa nouseva. TPI:n vastekäyrä on puolestaan kesäkuussa nouseva, mutta heinä- ja elokuussa sen sijaan laskeva.

8. Tulosten tarkastelu

Tulosten tarkastelussa on tärkeää ottaa huomioon, miten maaperän kosteuteen ja lämpötilaan vaikuttavat ympäristömuuttujat vaihtelevat mittausjaksojen välillä (kuva 17). Kaikki topografiamuuttujat pysyvät samoina mittausjaksojen välillä. Potentiaalinen säteily on laskennallinen kesä- heinä-, ja elokuun kokonaissäteily määrä eikä ota huomioon säteily määrän vaihtelua kasvukauden eri vaiheissa, mihin vaikuttaa vahvasti myös esimerkiksi pilvisuus. Topografiamuuttujien lisäksi myös maaperämuuttujat pysyvät maaperän kosteutta ja lämpötilaa lukuun ottamatta samoina mittausjaksojen välillä. Kenttätyö-mittausten perusteella maaperän kosteus on suurimmillaan heinäkuussa ja maaperän lämpötila on korkeimmillaan elokuussa.

Biotooppiluokka pysyy samana, mutta kasvillisuuden korkeus ja erityisesti kasvillisuuden peittävyys lisääntyvät monessa biotoopissa kasvien lehtien kasvaessa kasvukauden aikana. Myös muissa muuttujissa tapahtuu muutoksia. Ilman lämpötila ja sen myötä haihdunta kasvavat mittausjaksojen aikana. Suurimmat sateet koettiin heinäkuussa. Lumesta vapautuva vesimäärä vähenee kasvukauden edetessä. Sulavasta roudasta vapautuu puolestaan vettä eniten keskikesällä heinäkuun mittausjakson aikaan. Tässä tutkimuksessa ei otettu huomioon suoraan ilmasto- tai lumimuuttujia, mutta ne näkyvät

Topografia	
Korkeus merenpinnasta	→
TPI	→
TWI	→
Kesäkauden potentiaalinen säteily	→
Maaperä	
Maaperäluokka	→
Orgaanisen kerroksen paksuus	→
Mineraalimaan paksuus	→
Maaperän kosteus	↪
Maaperän lämpötila	↗
Kasvillisuus	
Biotooppiluokka	→
Kasvillisuuden peittävyys	↗
Kasvillisuuden korkeus	↗
Muut muuttujat	
Ilman lämpötila	↗
Sademäärä	↪
Haihdunta	↗
Sulavasta lumesta vapautuva vesi	↘
Sulavasta roudasta vapautuva vesi	↪

Kuva 17. Mallinnuksessa käytettyjen muuttujien muutokset kasvukauden aikana. Vaakatasossa oleva nuoli kuvaa muuttujan pysyvän muuttumattomana koko kasvukauden ajan. Nouseva nuoli tarkoittaa muuttujan arvojen kasvamista ja laskeva nuoli puolestaan arvojen pienenemistä. Kaareva nuoli tarkoittaa sitä, että arvot ovat suurimmillaan keskikesällä.

mallinnettavissa muuttujaryhmissä muiden muuttujien välityksellä. Esimerkiksi säteily ja korkeus merenpinnasta peilaavat myös ilman lämpötilan vaikutusta. Vastaavasti haihduntaa ilmentävät varsinkin kasvillisuus- ja maaperämuuttujat. Sademäärä on usein pienen mittakaavatason alueella hyvin samanlainen. Sen sijaan haihduntaan ja veden liikkeisiin maaperässä vaikuttavat topografia-, maaperä- ja kasvillisuusmuuttujat, mitkä aiheuttavat alueellisia kosteuseroja. Sulavasta lumesta vapautuvan veden vaikutukset rajoittuvat pääosin kesäkuun mittauksiin.

8.1. Maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellinen vaihtelu kasvukauden aikana

Maaperän kosteuden ja lämpötilan huomattava vaihtelu on tullut ilmi myös aiemmissa tutkimuksissa (Graham ym. 2012; le Roux ym. 2013; Kempinen ym. 2018). Suurta vaihtelua tapahtuu kuitenkin myös biotooppien sisällä. Varsinkin koivikoissa, katajikoissa ja tunturiniityillä kosteusarvot vaihtelevat hyvin laajalla gradientilla ja niissä esiintyy niin hyvin kuivia kuin myös hyvin kosteita tutkimuspisteitä. Samoin esimerkiksi keskimäärin lämpimiltä tunturikankailta löytyy niin viileitä kuin lämpimiä paikkoja. Toisaalta on myös biotooppeja, joiden sisäinen vaihtelu on vähäisempää. Esimerkiksi lumenviipymissä maaperän kosteuden ja koivikoissa maaperän lämpötilan vaihtelut pysyvät suhteellisen vähäisinä. Neljällä tutkimuspisteellä havaittiin puolestaan erittäin suuria eroja maaperän kosteudessa, esimerkiksi tutkimuspisteen 1096 maaperän kosteus oli kesäkuussa 18,2 VWC%, mutta heinäkuussa peräti 85,2 %. Vaihtelut selittyvät sillä, että kaikki nämä pisteet sijaitsevat puron rannalla, joka heinäkuussa tulvi rankkojen sateiden jäljiltä. Maaperän kosteus on usein muutenkin korkeampi uomien läheisyydessä, sillä ne ovat myös lähiympäristönsä alavimpia kohtia (kuva 11; Grayson ym. 1997). Vaikka maaperän kosteus ja lämpötila ovat keskeisiä kasvillisuutta sääteleviä tekijöitä, ei tutkimusaineistosta kuitenkaan löytynyt suoraan biotooppikohtaisia kynnsarvoja kosteuden ja lämpötilan suuren vaihtelun vuoksi (Williams ym. 2009; le Roux ym. 2013).

Suurimmassa osassa biotooppeja maaperän kosteuden ja lämpötilan keskimääräinen vaihtelu on melko samanlaista. Lumenviipymiä lukuun ottamatta maaperän kosteus kasvaa kesäkuulta heinäkuulle ja vastaavasti laskee heinäkuulta elokuulle. Heinäkuun kosteusarvoja nostavat todennäköisimmin rankat sateet juuri ennen mittausjakson alkua (kuva 6). Sateista oli heinäkuun mittausjakson aikaan kulunut kuitenkin sen verran aikaa, että vesi oli ehtinyt jakautumaan jo eri puolille tutkimusaluetta ja kosteuserot paikkojen väleillä jo kasvaneet.

Kesäkuun mittaukset tehtiin pian lumen sulamisen jälkeen, jonka vuoksi maa oli monin paikoin hyvin kostea. Elokuun mittaukset ajoittuivat puolestaan aurinkoiselle ja kuivalle ajanjaksolle. Maaperän lämpötila-arvot kasvavat mittausjaksojen välillä, kuten myös ilman lämpötilat. Kesäkuun mittaukset tehtiin viileänä ajanjaksona, heinäkuun mittaukset ajoittuivat kahden lämpimän ajanjakson väliseen viileään aikaan ja elokuun mittaukset osuivat puolestaan lämpöaaltoon. Lisäksi kesä- ja heinäkuussa sää oli usein melko pilvinen mittausten aikana, kun taas elokuussa sää oli pääasiassa poutainen ja aurinkoinen.

Suurimmat maaperän kosteuden vaihtelut kaikkien mittausjaksojen aikana ovat tunturiniityillä ja koivikoissa. Tämä voi johtua siitä, että ne sijaitsevat tutkimusalueella monesti rinteillä, ja niiden läpi virtaa vettä ylärinteiltä alavammille maille (Weiss 2001; le Roux ym. 2013). Osalla tutkimuspisteistä vesi jää maahan esimerkiksi pieneen painanteeseen, ja osalla se taas jatkaa matkaa, jolloin piste kuivuu ennen kuin sinne virtaa uutta vettä sateiden jälkeen ylärinteiltä. Alkukesästä varsinkin tunturiniittyjen kosteuteen voivat vaikuttaa myös lumien sulamisvedet. Näissä biotoopeissa kosteusarvojen voisi siis olettaa vaihtelevan merkittävästi ajallisesti.

Maaperän lämpötila-arvot pysyvät puolestaan hyvin tasaisina kaikkina mittausajankohtina, ja niissä tapahtuu suhteellisen vähän muutoksia myös kasvukauden edetessä. Kesäkuussa koivikko on hyvin lämmin biotooppi, mutta sen lämpötila nousee vähiten kasvukauden aikana, joten se on elokuussa päinvastoin viilein biotooppi. Tämä voi johtua paristakin asiasta. Ensinnäkin kesäkuussa sää oli hyvin pilvinen, jolloin paikalliset erot säteilyssä olivat vähäisiä. Tällöin ilman lämpötila voi vaikuttaa suuremmalla mittakaavatasolla korkeuden kautta maaperän lämpötilaan. Koivikot sijaitsevat kaikkein matalimmilla paikoilla tutkimusalueella, joilla ilman lämpötila on ollut korkeampi verrattuna korkeammalla sijaitseviin paikkoihin (Green & Harding 1980). Toiseksi koivikoiden latvusto vaikuttaa sekä tulo- että lähtösäteilyyn, jonka vuoksi koivikoissa lämpötila pysyy avoimia paikkoja tasaisempana koko vuoden: talvella lämpimämpänä vähäisemmän tulosäteilyn vuoksi ja kesällä viileämpänä vähemmän tulosäteilyn vuoksi (Sveinbjörnsson ym. 2001). Kesällä koivujen latvuspeittävyys kasvaa huomattavasti, jonka vuoksi koivikot eivät lämpene yhtä nopeasti kuin avoimet paikat.

Tunturi- ja vaivaiskoivukankaat ovat keskimäärin kuivimpia biotooppeja, sillä ne sijaitsevat usein avonaisilla paikoilla, usein harjanteilla, joilta vesi pääsee virtaamaan helpommin pois. Vaivaiskoivukankaiden hieman matalammat kosteusarvot voivat johtua siitä, että vaivaiskoivikoissa kasvillisuuden korkeus ja peittävyys ovat suurempia. Näiden kasvillisuuden ominaisuuksien myötä ne ottavat maasta myös enemmän vettä. Maaperän kosteus vaihtelee katajikoissa melko samalla tavalla, mutta niissä esiintyy myös muutamia poikkeuksellisen kosteita arvoja. Katajikat esiintyvät

useammin suojaisissa paikoissa ja lisäksi ne peittävät maata hyvin tuuheilla oksilla, minkä vuoksi maaperä pysyy kankaita kosteampina (Norokorpi ym. 2008). Katajat ovat myös hyvin vaativia kasvuympäristöltään, joten niitä ei esiinny esimerkiksi liian kosteilla paikoilla (Väre & Partanen 2012).

Tunturikankaiden, tunturiniittyjen, vaivaiskoivukankaiden ja katajikkojen maaperän lämpötilan vaihtelu on melko samankaltaista ja lisäksi niiden keskimääräiset lämpötila-arvot ovat hyvin lähellä toisiaan. Näissä biotoopeissa on monia eroja, sillä katajikoissa kasvillisuus on muita selvästi korkeampaa ja tunturiniityt ovat muita kosteampia. Näissä biotoopeissa on kuitenkin myös monia yhtäläisyyksiä, jotka voivat selittää maaperän kosteuden arvojen samankaltaisuutta. Kaikissa biotoopeissa kasvillisuuden peittävyys vaihtelee tutkimuspisteillä nollan ja sadan prosentin välillä, joista peittävyys oli suurempi katajikoilla ja vaivaiskoivukankailla kuin tunturikankailla ja -niityillä. Kaikissa biotoopeissa keskimääräinen säteily määrä on melko yhtä korkeita. Vaikka tunturiniityillä maaperän kosteus on keskimäärin korkeampi, vaihtelevat niiden yksittäiset arvot hyvin paljon, minkä vuoksi myös niissä esiintyy kosteusoloiltaan kankaiden ja katajikkojen kaltaisia tutkimuspisteitä.

Lumenviipymät ovat ainoita biotooppeja, joissa heinäkuun sateet eivät lisää maaperän kosteutta vaan ne kuivuvat koko kasvukauden ajan. Ne saavat vetensä pääasiassa sulavasta lumesta, joka vapauttaa tasaisesti kosteutta ympäristöön pitkälle kesään. Lumenviipymissä kasvukausi on usein hyvin lyhyt, minkä vuoksi kasvit kasvavat hyvin nopeasti lumen sulamisen jälkeen. Näissä paikoissa maaperä on usein hyvin ohut eikä orgaaninen kerros kasva nopeasti vähäisen kasvillisuuden vuoksi, joten ne kuivuvat helpommin (Billings & Mooney 1968; Luus ym. 2013; Winkler ym. 2016). Kasvillisuuden lehtipinta-alan lisääntyminen kasvukauden edetessä lisää myös haihduntaa. Lumenviipymien ohut maaperä myös lämpenee voimakkaasti, kun lumen viilentävä vaikutus vähenee kesän edetessä. Maaperän kosteus- ja lämpöoloiltaan lumenviipymät muistuttavat loppukesästä hyvin paljon tunturiniittyjä.

Kivikot ovat hyvin kuivia ja lisäksi kosteuden vaihtelu on niissä suhteellisen vähäistä. Ne sijaitsevat pääasiassa rinteillä ja huipuilla, joilta vesi valuu pois. Ohut pintamaa pidättää vettä huonosti ja lisäksi vesi pääsee helposti valumaan kivien välissä (Penna ym. 2009). Ne ovat myös avoimia ympäristöjä, joissa haihdunta on suurta. Maaperän lämpötilat ovat kivikoissa melko korkeita. Tämä johtuu siitä, että ne ovat hyvin avoimia ympäristöjä, joissa säteily lämmittää kuivaa ja ohutta maaperää.

Kaikkein kostein biotooppi on soistumat, sillä ne sijaitsevat painanteissa, jonne vesi kertyy ja pysyy maassa pitkään tasaisen maanpinnan sekä paksun orgaanisen kerroksen vaikutuksesta. Maasto kuivuu kesän aikana kasvavan haihdunnan seurauksena, ja soistumat ovat monesti avoimia paikkoja, joten

pienimmät niistä, jotka eivät saa lisää vettä esimerkiksi pohjavedestä, kuivuvat lopulta elokuussa hyvin voimakkaasti. Maaperän lämpötilaan vaikuttavat todennäköisimmin paksu orgaaninen kerros, suuri maaperän kosteus sekä vähäinen varjostus (Green ym. 1983). Lämpötilaerot tasoittuvat kasvukauden edetessä. Tämä voi johtua siitä, että kesän alussa niihin vaikuttaa muun muassa se, saavatko ne vetensä kylmästä sulavasta lumesta ja roudasta vai näitä usein hieman lämpimämmästä sadevedestä. Kesän edetessä veden virtaus soistumiin vähenee ja maaperä kuivuu säteilyn lisäämän haihdunnan seurauksena.

8.2. Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelun mallintaminen

Tämän tutkimuksen mallien selitys- ja ennustekyvvyt ovat linjassa aiempien tutkimusten kanssa (Aalto ym. 2013; Kempainen ym. 2018). Muuttujaryhmien lisääminen tämän tutkimuksen malleihin parantaa usein huomattavasti niiden selitys- ja ennustekyvvyjä. Varsinkin elokuussa kasvillisuusmuuttujien huomioiminen parantaa usein selvästi mallien selitys- ja ennustekyvvyjä. Tässä tutkimuksessa käytetyt mallinnusmenetelmät toimivat eri tavoin, joten ne antavat hieman erilaisia tuloksia. Esimerkiksi GBM-kosteusmalleissa maaperämuuttujien lisääminen parantaa selvästi mallien selityskykyä ja kasvillisuus vain vähän, kun taas muut mallit löytävät myös kasvillisuudesta merkittävämpiä vaikutussuhteita. Lisäksi esimerkiksi RF-mallien korkeat selityskyvyt kertovat siitä, että ne soveltuvat erittäin vahvasti aineistoon.

Kasvillisuusmuuttujien suurempi vaikutus elokuussa johtuu todennäköisesti siitä, että kasvien lehtipinta-alan lisääntymisen seurauksena ne lisäävät varjostusta, ja samalla erot varjoisten ja valoisien paikkojen välillä kasvavat (Western ym. 1999; Pape ym. 2009). Lisäksi kesän edetessä kasvillisuuden transpiraatio voimistuu. Western ym. (1999) toteavat, että keväällä maaperän kosteudelle merkittävimmät muuttujat ovat niitä, jotka vaikuttavat (maaperässä) veden liikkeeseen ja kertymiseen talven ja kevään aikana. Näitä muuttujia ovat varsinkin topografia- ja maaperämuuttujat (Grayson & Western 2001). Myöhemmin kesällä sade- ja lumen sulamisvesien vaikutus vähenee ja maaperän kosteuteen vaikuttavat vahvemmin veden haihduntaan vaikuttavat muuttujat, joista kasvillisuusmuuttujat ovat merkittävässä osassa.

Yksi keskeisimmistä havainnoista on se, että maaperän kosteutta kuvaavien mallien selitys- ja ennustekyvvyt keskimäärin laskevat ja lämpötilaa kuvaavien mallien puolestaan kasvavat kasvukauden edetessä. Sama ilmiö on nähtävissä myös RMSE-arvoissa (liite 9). Kosteusmallien

selitys- ja ennustekykyjen laskeminen voivat johtua siitä, että maaperä pääasiassa kuivuu kesän aikana (kuvat 10 ja 11; liite 8; Grant ym. 2004). Kun maaperään ei tule uutta vettä, se alkaa kuivua erilailla eri paikoissa. Pidemmän kuivemman ajanjakson aikana myös kosteat paikat ehtivät kuivua, jolloin maaperän kosteuden arvot ovat koko tutkimusalueella samankaltaisempia ja kosteuden vaihtelu ympäristössä vähäisempää kosteampiin ajanjaksoihin verrattuna (Wigmosta ym. 1994; Chaney ym. 2015). Tällöin maaperän kosteuden alueellisen vaihtelun mallintaminen on vaikeampaa varsinkin veden lateraaliseen liikkeeseen vaikuttavilla muuttujilla. Muuttujien vaikutusten epävarmuus näkyy kosteismalleissa myös täysmallien ennustekykyjen suhteellisen suurina vaihteluväleinä.

Maaperän lämpötilamallien selitys- ja ennustekyvyt puolestaan kasvavat kasvukauden edetessä. Siinä missä maaperän kosteuden vaihtelu vähenee kasvukauden edetessä, maaperän lämpötilan vaihtelu kasvaa. Kesäkuun mittausjakson aikaan maaperä oli kylmä ja kostea vasta sulaneen lumipeitteen ja roudan sekä viileän ja pilvisen sään vuoksi. Tällöin myös maaperän lämpötilaerot ovat pienempiä muihin mittausajanjaksoihin verrattuna. Kasvukauden edetessä maaperä lämpenee ja paikalliset lämpötilaerot kasvavat säteilyn, ilman lämpötilan sekä kasvien lehtipinta-alan erojen vuoksi (Suggitt ym. 2011). Myös maaperän kuivuminen voi lisätä lämpötilaeroja. Kuivalla maalla on nimittäin kosteaa pienempi ominaislämpökapasiteetti, minkä vuoksi maaperä sekä lämpenee että jäähtyy nopeammin. Erot ovat suurimmillaan elokuun mittausajanjakson aikana, jolloin sää oli aurinkoinen, minkä takia valoisien ja varjoisten paikkojen vaihtelu suurimmillaan. Näin ollen säteily- ja lämpötilaeroja kuvaavat muuttujat selittävät ja ennustavat maaperän lämpötiloja paremmin (Raz-Yaseef ym. 2007). Vastaavasti kesäkuussa varsinkin mallien ennustekyvyt ovat hyvin pieniä, mikä kertoo muuttujien vaikutusten epävarmuudesta.

GBM-mallien suhteellisten merkitysosuuksien perusteella biotooppi selittää yksittäisistä muuttujista ylivoimaisesti parhaiten maaperän kosteuden vaihtelua (kuva 16). Tämä voi johtua siitä, että biotoopit ovat myös itse useiden ympäristötekijöiden, kuten topografia-, maaperä-, ilmasto ja lumiolosuhteiden ilmentymä (Billings & Mooney 1968; Kontula ym. 2008). Lisäksi biotooppien erilainen kasvillisuus vaikuttaa monin tavoin veden liikkeeseen maaperässä, varsinkin haihduntaan, joka vaihtelee voimakkaasti eri biotoopeissa. Toiseksi merkittävin muuttuja on orgaanisen kerroksen paksuus, mikä selittyy sillä, miten hyvin maaperä pidättää vettä. Tämä on vahvasti linjassa aiempien tutkimusten kanssa (Penna ym. 2009; Kemppinen ym. 2018).

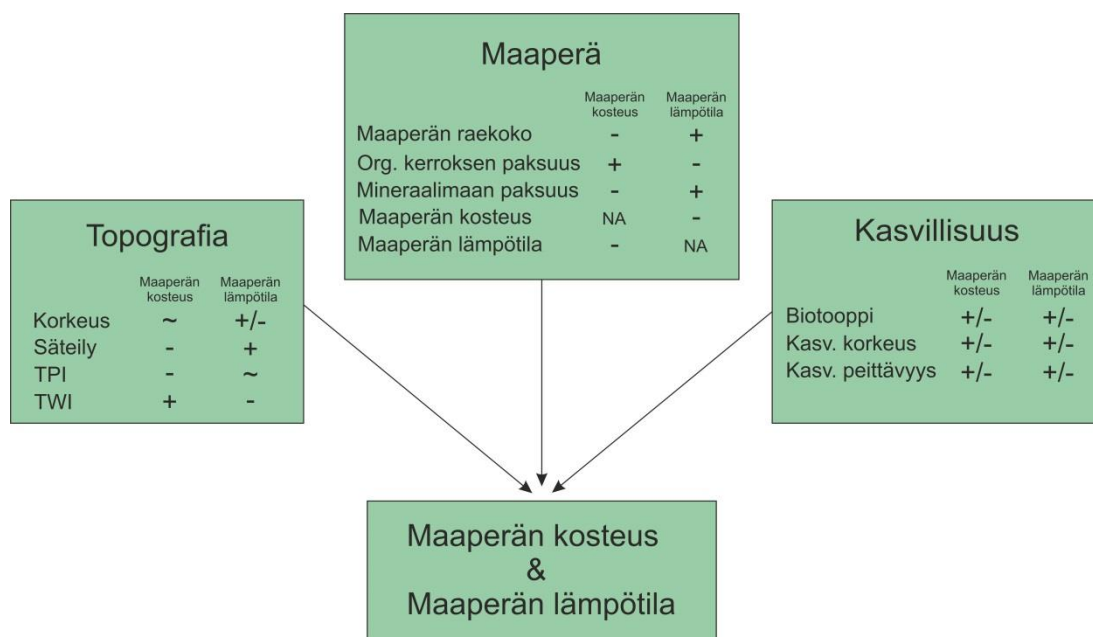
Kesäkuun ja heinäkuun mittauksissa veden lateraalista liikettä ja kertymistä maaperässä kuvaavat TPI ja TWI vaikuttavat myös merkittävästi maaperän kosteuteen. Veden virtauksen vähetessä näiden muuttujien vaikutus kuitenkin vähenee. Sen sijaan haihduntaan vaikuttavan maaperän lämpötilan merkitys kasvaa kasvukauden aikana. Myös näiden muuttujien vastekäyrien suunnat ovat selviä: säteilyn ja TPI:n arvojen kasvaminen vähentää maaperän kosteutta ja TWI:n kasvaminen lisää maaperän kosteutta (Beven & Kirkby 1979; Cosby ym. 1984).

Muiden muuttujien vaikutus maaperän kosteuteen on kaikkina ajankohtina melko vähäistä ja niiden suhteelliset merkitysosuudet pysyvät melko samoina. Varsinkin säteilyn merkitysosuuksien luulisi kasvavan kasvukauden aikana. Myös Kemppinen ym. (2018) havaitsivat säteilyn vaikutuksen olevan yllättävän vähäinen. Sen sijaan he havaitsivat säteilyn suunnan olevan looginen, kuten tässäkin, samasta aineistosta tehdyssä tutkielmassa: säteilyn lisääntyminen vaikuttaa maaperän kosteuteen laskevasti (kuva 18; liite 10). Vasteiden perusteella korkeus vaikuttaa positiivisesti maaperän kosteuteen (kuva 18; liite 10). Tämä voi johtua tutkimusalueen ominaispiirteistä, sillä monet kosteat biotoopit, kuten lumenviipymät sekä monet tunturiniityt ja soistumat esiintyvät tällä tutkimusalueella korkeammilla paikoilla, kun taas esimerkiksi kuivat vaivaiskoivukankaat keskittyvät Saanan- ja Korkea-Jehkasin välisen laakson pohjalla oleville harjanteille. Korkeus merenpinnasta ei siis kerro pienellä mittakaavalla, missä on painanteita, jonne vesi kertyy. Tämän kertovat puolestaan suhteellisen korkeuden muuttujat, kuten TPI ja TWI (Beven & Kirkby 1979).

Kasvillisuudella on sekä maaperän kosteutta lisääviä että vähentäviä vaikutuksia, voi olla, että niiden vaikutukset eivät näy selvästi GBM-malleissa. Niiden mukaan esimerkiksi kasvillisuuden peittävyys vaikuttaa laskevasti maaperän kosteuteen aina noin 15 % peittävyyteen asti, jonka jälkeen tämä vaikutus saturoituu (liite 10). Maaperäluokka ja mineraalimaan paksuus vaikuttavat suhteellisesti hyvin vähän maaperän kosteuteen. Kemppinen ym. (2018) toteavat myös, että GBM-malleilla maaperäluokka selittää hyvin vähän maaperän kosteutta. He mainitsevat kuitenkin sen, että maaperäluokalla on suurempi vaikutus kosteuteen muilla mallinnusmenetelmillä. Yksi syy siihen, miksi nämä muuttujat selittävät maaperän kosteuden vaihtelua hyvin vähän voi olla se, että niiden vaihtelu on tutkimusalueella melko vähäistä. Tutkimuspisteistä peräti 977 on luokiteltu orgaaniseksi maalajiksi ja muiden maaperäluokkien osuudet ovat hyvin vähäisiä (kuva 8). Samoin mineraalimaa on tutkimusalueella pääasiassa hyvin ohutta. Näin ollen ne eivät pysty selittämään kovin hyvin eri paikkojen välillä vaihtelevaa maaperän kosteutta. Osassa tutkimuksista, jotka on tehty paksumman maaperän alueilla ja toisenlaisissa ympäristöissä, on havaittu maaperän raekokoon perustuvien luokkien sekä maaperän paksuuden vaikuttavan selvemmin maaperän kosteuteen (Zhang & Shao

2013; Chaney ym. 2015). Näiden vasteet ovat kuitenkin loogisia, sillä paksumman maaperän sekä suuremman maaperän raekoon myötä maaperän kosteus on vähäisempää (liite 10; Cosby ym. 1984).

Kaikilla malleilla havaitut alhaiset maaperän lämpötilan ennustekyvyt varsinkin kesäkuussa näkyvät myös GBM-mallien suhteellisissa merkitysosuuksissa siinä, että muuttujien väliset erot ovat vähäisempiä. Kuitenkin oletetusti säteilyllä on hyvin merkittävä positiivinen vaikutus maaperän lämpötilaan (Wundram ym. 2010; Graham ym. 2012; Raz-Yaseef 2017). Kesä- ja heinäkuun mittausjaksoissa korkeus on suhteellisesti merkittävin tekijä. Tämä vaikuttaa näinä aikoina varsinkin suuremmalla mittakaavalla ilman lämpötilaan (Green & Harding 1980). Kasvukauden edetessä säteilyn epätasaisen jakautumisen seurauksena ilman lämpötilan pienipiirteiset erot kasvavat eikä korkeus merenpinnasta vaikuta enää yhtä vahvasti ilman lämpötilaan. Tämä voi vaikuttaa siihen, miksi korkeuden suhteellinen merkitys on huomattavasti vähäisempi elokuun mittauksissa ja vastekäyrät vaihtelevat eri mittausjaksojen välillä. Topografisen korkeusmuuttujan paikan elokuussa ottaa kasvillisuuden peittävyys, jonka vaikutuksen kasvu liittyy lehtipinta-alan kasvuun, jolla on maaperän lämpötilaa laskeva vaikutus.



Kuva 18. Maaperän kosteuteen ja lämpötilaan vaikuttavien muuttujien vasteiden vaikutussuunnat GBM-mallien pohjalta. + tarkoittaa positiivista vaikutussuhdetta, - negatiivista ja ~ epävarmaa vaikutusta tutkimusaineiston perusteella. Esimerkiksi teoriassa matalammalla sijaitsevat paikat voisivat olla korkealla sijaitsevia kosteampia (Billings ym 1973). korkeus ei kuitenkaan itse kerro, missä on painaumia, joihin vettä voi kertyä. Tämän tutkimuksen tutkimusalueella monet kosteat tutkimuspisteet sijaitsevat ylärinteiden terasseilla, ja kuivat alueet laakson pohjan harjanteilla. Tästä syystä vaikutus on merkitty epävarmaksi.

Myös maaperän kosteuden ja maaperäluokan vaikutukset vahvistuvat kasvukauden aikana (kuva 18; liite 10). Näiden muuttujien vaikutus liittyy lämpöenergian johtumiseen ja ominaislämpökapasiteettiin, joiden vaikutus kasvaa säteilyn myötä (Shiozawa & Campbell 1990; Noborio ym. 1996). Näillä on selvä negatiivinen vaikutus maaperän lämpötilaan. kasvillisuuden korkeudella on niin ikään negatiivinen vaikutus maaperän lämpötilaan (liite 10).

Mineraalimaan paksuuden vaikutus maaperän lämpötilaan on, kuten maaperän kosteuteenkin, hyvin vähäinen. Syynä tähän on paitsi ohut maaperä, mutta myös se, että mineraalimaa on orgaanisen kerroksen alla. Tosin orgaanisen kerroksen vaikutus maaperän lämpötilaan on mallinnustulosten perusteella pääasiassa hyvin vähäinen. Myös TWI:n vaikutus maaperän lämpötilaan on hyvin vähäinen. Tämä johtuu puolestaan siitä, että se ei suoraan kuvaa maaperän lämpötilaa, ainoastaan maaperän kosteutta (Beven & Kirkby 1979). Samoin TPI:n vaikutus maaperän lämpötilaan jää vastekäyrien perusteella epäselväksi (liite 10).

Tämän tutkimuksen aineistolla testattiin lyhyesti myös, miten topografia-, maaperä-, ja kasvillisuusmuuttujaryhmät vaikuttavat itsenäisesti maaperän kosteus- ja lämpötilamallien selitys- ja ennustekykyyhin GBM-malleilla (liite 11). Muuttujaryhmät pystyvät kuitenkin selittämään ja ennustamaan maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellista vaihtelua hyvin heikosti yksinään. Näiden mallien perusteella oikeastaan vain topografiset muuttujat pystyvät selittämään ja ennustamaan maaperän lämpötila-arvoja yksinään. Sen sijaan kasvillisuus pystyy ennustamaan parhaiten maaperän kosteutta, mutta sen selityskyky on erittäin alhainen. Tulosten perusteella maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellisen pienen mittakaavatason vaihtelun mallintamisessa on hyvä huomioida monia eri muuttujia, myös kasvillisuusmuuttujat. Mallinnettaessa olisi hyvä kiinnittää myös huomiota siihen, mihin vuodenaikaan aineisto kerätään, sillä maaperän kosteuteen ja lämpötilaan selittävien tekijöiden vaikutusten voimakkuudet voivat olla erilaisia eri aikoina.

8.3. Tulosten luotettavuus

Tämän tutkimuksen luotettavuuteen vaikuttavat monet tekijät niin kenttätöissä, aineiston käsittelyssä kuin mallinnuksessa. Tutkimuksessa kerättiin hyvin suuri ja kattava kenttäaineisto ympäristöltään monipuoliselta ja hyvin vaihtelevalta tutkimusalueelta. Tutkimuspisteet sijoitettiin tasaisin välimatkoin hyvin tiheästi (50 m välein), jotta ne kattaisivat tutkimusalueen eri ympäristötekijöiden gradientit. Arktis-alpiininen ympäristö on kuitenkin hyvin pirstaleinen ja monet ympäristötekijät

vaihtelevat paljon pienellä alueella, joten on mahdollista, että tiheästä tutkimuspisteverkostosta huolimatta aineistossa on joitain mitattuja muuttujia yli- tai aliedustettuina (Scherrer & Körner 2011).

Tutkimusasetelman laajuuden vuoksi kenttämittausjaksot jakautuivat useille vuorokausille ja niitä tekivät useat kenttätöntekijät. Mittalaitteet kalibroitiin ennen tutkimuksen alkua, ja silmämääräisesti määritettävien ympäristömuuttujien havaitsemista harjoiteltiin yhdessä pitkään. On kuitenkin mahdollista, että aineistossa esiintyy tämän vuoksi pieniä poikkeamia. Maaperän kosteus- ja lämpötilamittaukset tehtiin etelä-pohjoissuuntaisina linjoina aloittaen tutkimusalueen länsilaidalta, jolloin jokaisena mittauspäivänä tehtiin mittauksia kaikissa biotoopeissa. Ainoastaan koivikoiden mittaukset ovat kaikki mittausjaksojen ensimmäisiltä mittauspäiviltä. Maaperän ominaisuuksia tarkastellaan vain pintamaan osalta, sillä maaperän kokonaiskuvan tutkiminen olisi edellyttänyt esimerkiksi maatutkan käyttöä, johon tämän tutkimuksen ajalliset resurssit eivät riittäneet.

Ympäristömuuttujat mitattiin vain kerran kenttätöiden aikana, jonka vuoksi esimerkiksi kasvillisuusmuuttujissa on tapahtunut muutoksia. Osalla tutkimuspisteistä kasvillisuuden peittävyys ja korkeus kasvoivat kesän aikana. Myös maaperän kosteus- ja lämpömittauksia tehtiin kertamittauksina kolmesti kasvukauden aikana. Näistä syistä aineisto ei sovellu kovin hyvin kosteuden ja lämpötilan ajallisten muutosten mallintamiseen (Kemppinen ym. 2018). Tämän vuoksi tässä tutkimuksessa tarkastellaan pääasiassa sitä, miten tekijät vaikuttavat kunkin mittausjakson aikana.

Koska mittausjaksot kestivät useita päiviä, lämpötila-arvot jouduttiin kalibroimaan. Tässä tutkimuksessa kalibrointiin käytettiin tutkimusalueelle asetettujen iButton-lämpölokien lämpötilahavaintoja. Mittareiden lukumäärä oli kuitenkin melko pieni eivätkä ne välttämättä kata koko tutkimusalueen lämpötilaeroja. Aineistoa voisi kalibroida enemmänkin, mutta tämän tutkimuksen aikaresurssien vuoksi päädyttiin korjaamaan tulokset vuorokausikohtaisesti. Tämän vuoksi on mahdollista, että paikallisissa lämpötilaeroissa näkyy hieman vielä mittauksen ajankohdan vaikutus. Kalibroinnissa on vaarana se, että aineiston liiallisen muokkauksen seurauksena saatetaan menettää tulosten ja mallinnuksen kannalta merkittäviä havaintoarvoja. Tällöin aineiston realistisuus saattaa kärsiä, mikä heijastuu myös mallien luotettavuuteen.

Topografisten aineistojen käytössä ongelmana on pääasiassa ollut niiden karkea resoluutio (Sørensen & Seibert 2007; Suggitt ym. 2011; Kemppinen ym. 2018). Tässä tutkimuksessa käytetty topografinen aineisto on kuitenkin resoluutioltaan kuitenkin hyvin tarkka, joka parantaa niistä johdettavien muuttujien tasoa. Eroja tutkimusten välillä tulee myös siinä, mitä eri laskennallisia indeksoituja muuttujia mallinnuksessa käytetään, ja minkälaisilla laskukaavoilla ne on saatu. Esimerkiksi

topografian vaikutuksia voi kuvata useilla eri indekseillä, joista tässä tutkimuksessa on hyödynnetty kahta yleisesti käytettyä TPI:tä ja TWI:tä laskukaavoilla, joita on käytetty myös aiemmissa tutkimuksissa (Weiss 2001; le Roux ym. 2013; Kemppinen ym. 2018; 2019).

Myös mallinnusmenetelmissä on eroja. Tässä tutkimuksessa käytetään lineaarisen mallinnusperheen GAM-malleja sekä koneoppimisperheen GBM- ja RF-malleja, joista kaikki tuottavat hieman erilaisia tuloksia. Tästä syystä useamman yhtäaikaisen mallinnusmenetelmän käyttö on perusteltua. Toisaalta usean menetelmän käyttö voi myös hankaloittaa tulkintaa, sillä kompleksisten muuttujien ja lukuisten vuorovaikutussuhteiden vuoksi mallien kyky selittää ja ennustaa aineiston havaintoarvoja voivat vaihdella ja ne voivat olla rajalliset. Kuitenkin mallien antamat samansuuntaiset tulokset vahvistavat tutkimustuloksi, ja ne tukevat myös vastaavissa muissa tutkimuksissa tehtyjä havaintoja.

8.4. Jatkotutkimukset

Tämä tutkimus osoittaa, että mallinnettaessa maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellista vaihtelua pienellä mittakaavatasolla on tärkeää huomioida topografia- ja maaperämuuttujien lisäksi myös kasvillisuusmuuttujat. Monissa aiemmissa tutkimuksissa maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua on selitetty suuremmalla mittakaavatasolla monesti topografia- ja maaperämuuttujilla, koska näitä on usein helposti saatavilla kaukokartoitusaineistoista (Lobell & Asner 2002; Hutengs & Vohland 2016). Kaukokartoituksella tuotetut maaperä- ja kasvillisuusaineistot ovat kuitenkin olleet resoluutioltaan pääosin vielä hyvin karkeita (Peng ym. 2017; Alison ym. 2020). Tämän vuoksi esimerkiksi biotooppikohtaisen pienipiirteisen maaperän kosteuden ja lämpötilan tutkiminen on vaatinut vielä toistaiseksi laajoja kenttätöitä (Famiglietti ym. 2008).

Tarkemmat pienen mittakaavatasoisen kaukokartoitusmahdollisuudet kehittyvät kuitenkin nopeasti ja viime vuosina mukaan ovat tulleet esimerkiksi UAV-lennokit, joilla voidaan kartoittaa melko tarkasti maaperän kosteutta ja lämpötilaa sekä niitä selittäviä topografia-, maaperä- ja kasvillisuusmuuttujia (Araya ym. 2020). Tulevaisuudessa tämän tutkimuksen koeasetelman kokoisen alueen voisi kuvata lennokeilla huomattavasti lyhyemmässä aikaikkunassa, jolloin esimerkiksi lämpötila-aineistoa ei välttämättä tarvitsisi korjata jälkikäteen niin paljon kuin useita päiviä kestävässä kenttämittauksissa.

Tämän tutkimuksen tutkimusasetelmassa lumenviipymien, koivikoiden, soistumien ja kivikoiden havaintojen määrä ovat liian pieniä, jotta olisi mielekästä mallintaa maaperän kosteuteen ja lämpötilaan vaikuttavia tekijöitä biotooppikohtaisesti. Olisi mielenkiintoista selvittää mallinnuksen avulla, miten ympäristömuuttujat vaikuttavat maaperän kosteuteen ja lämpötilaan eri biotoopeissa.

Tämä kuitenkin edellyttäisi koeasetelmaa, jossa olisi enemmän havaintoja varsinkin näistä biotoopeista. Tällöin joko nykyistä koeasetelmaa tulisi laajentaa huomattavasti suuremmalle mittakaavalle tai laatia siitä sellainen, jossa pisteet sijoitetaan lähtökohtaisesti tiettyihin biotooppeihin. Tällaisen koeasetelman suunnittelu voi vaatia laajoja etukäteisvalmisteluja, jotta mallinnuksessa käytettyjen muuttujien vaihtelu saadaan katettua mahdollisimman hyvin.

Vaikka tässä tutkimuksessa tutkittiin maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua eri vaiheissa kasvukautta, tutkimuksessa maaperän kosteutta ja lämpötilaa selitettiin pääasiassa stabiileilla muuttujilla, joilla itse ajallisen muutoksen mallintaminen on haastavampaa (Kemppinen ym. 2018). Tämän vuoksi ajallisen muutoksen tutkimiseksi mallinnuksessa tulisi käyttää selittävien muuttujien muutoksia, esimerkiksi miten kasvillisuuden peittävyys, säteilyolosuhteet, maaperän kosteus tai maaperän lämpötila muuttuvat kasvukauden aikana. Maaperän kosteuden ja lämpötilan ajallisen vaihtelun tutkimisessa kannattaisi käyttää useiden kertaluontoisten mittausten sijaan lämpölokeja, jotka mittaavat maaperän kosteutta ja lämpötilaa esimerkiksi muutaman tunnin välein. Lämpölokien avulla voisi helposti havainnoida maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelua niin vuorokauden, kasvukauden kuin koko vuoden aikana. Luotettavien tulosten saamiseksi lokeja tulisi olla tarpeeksi monta ja mitattavan ajanjakson riittävän pitkiä, jotta niistä saatavat havainnot kattaisivat tarpeeksi hyvin alueellista ja ajallista vaihtelua (Martinez & Ceballos 2005; Penna ym. 2013).

Tulevissa maaperän kosteutta ja lämpötilaa arktis-alpiinisissa ympäristössä mallintavissa tutkimuksissa olisi myös hyvä ottaa myös sulavan lumipeitteen vaikutus maaperän kosteuteen ja lämpötilaan paremmin huomioon. Tämänkin tutkiminen on vaikeaa kertaluontoisilla pistemittauksilla, joten tutkimus vaatisi pidempiaikaisia havaintotietoja esimerkiksi lämpötila- ja kosteuslokeista. Lisäksi tarvittaisiin tietoja lumen määrästä ja vesiärvosta tutkittavalta ajalta.

9. Johtopäätökset

Tutkimustulosten perusteella maaperän kosteus ja lämpötila vaihtelevat hyvin paljon kasvukauden aikana arktis-alpiinisessa ympäristössä sekä alueellisesti että ajallisesti. Vaihtelut olivat suuria paitsi koko tutkimusalueella, myös monien biotooppien sisällä. Koska kosteus- ja lämpötila-arvot menivät limittäin, tutkimuksessa ei havaittu suoria biotoopeille tyypillisiä kynnysarvoja. Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelussa oli kuitenkin eroavaisuuksia biotooppien välillä. Maaperän lämpötila-arvot kasvoivat kasvukauden edetessä. Maaperän kosteusarvot puolestaan keskimäärin kasvoivat kesäkuulta heinäkuulle ja laskivat heinäkuulta elokuulle.

Maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellista vaihtelua kuvaavien mallien selitys- ja ennustekyvyt kasvoivat vaihtelevasti menetelmästä riippuen muuttujaryhmiä lisäämällä. Pääsääntöisesti topografia- ja maaperämuuttujilla on vahvempi vaikutus mallien selitys- ja ennustekykyihin kesä- ja heinäkuussa, kun taas kasvillisuusmuuttujien lisääminen malleihin parantaa selitys- ja ennustekykyjä huomattavasti varsinkin elokuussa. Kosteusmallien selitys- ja ennustekyvyt keskimäärin laskivat kasvukauden aikana maaperän kuivuessa. Vastaavasti lämpötilamallien selitys- ja ennustekyvyt kasvoivat maaperän lämmitessä kasvukauden edetessä.

GBM-mallien muuttujien suhteellisten merkitysosuuksien perusteella yksittäisistä muuttujista biotooppiluokka ja orgaanisen kerroksen paksuus vaikuttivat kaikkina mittausajankohtina eniten maaperän kosteuteen. Maaperän lämpötilaa selittivät puolestaan eniten kaikkina kuukausina säteily, jonka lisäksi kesä- ja heinäkuussa korkeus sekä elokuussa maaperän kosteus. Myös merkitysosuuksien perusteella topografian vaikutukset pääsääntöisesti vähenevät kasvukauden edetessä ja kasvillisuuden puolestaan vahvistuvat. Maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelut ovat kompleksisten prosessien ilmentymiä, joten niitä mallinnettaessa varsinkin pienellä mittakaavatasolla tulisi ottaa huomioon niin topografia-, maaperä- kuin kasvillisuusmuuttujat. Tutkimuksessa huomattiin, että varsinkin biotooppiluokka soveltuu hyvin maaperän kosteutta selittäväksi muuttujaksi pienellä mittakaavatasolla. Lisäksi mallinnettaessa kannattaa kiinnittää huomiota paitsi käytössä oleviin mallinnusmenetelmiin, myös siihen, milloin havaintoaineisto kerätään, sillä maaperän kosteus ja lämpötila vaihtelevat paljon ja lisäksi niihin vaikuttavissa tekijöissä voi tapahtua oleellisia muutoksia kasvukauden aikana.

Tämä tutkimus toi lisää tietoa maaperän kosteuden ja lämpötilan vaihtelusta kasvukauden aikana pienellä mittakaavatasolla arktis-alpiinisen ympäristön biotoopeissa. Tutkimuksessa otettiin rajallisesti kantaa maaperän kosteuden ja lämpötilan ajalliseen vaihteluun, koska aineistossa ei ollut

muutoksia suoraan selittäviä muuttujia. Tämän tutkiminen olisi kuitenkin tulevaisuudessa oleellista. Lisäksi maaperän lämpötilan suuren ajallisen vaihtelun vaikutusten vuoksi kannattaisi käyttää pidempiaikaisia mittauksia ja käyttää mahdollisuuksien mukaan pisteaineistojen lisäksi myös enemmän esimerkiksi resoluutioltaan tarkentuvia kaukokartoitusaineistoja, jotta maaperän kosteuden ja lämpötilan alueellista vaihtelua voisi tarkemmin ennustaa laajemmille alueille. Maaperän kosteus ja lämpötila ovat keskeisessä osassa tutkittaessa arktis-alpiinisen ympäristön toimintaa ja siinä tapahtuvia muutoksia, joita varsinkin ilmastonmuutos tuo alueelle.

10. Kiitokset

Kiitän suuresti professori Miska Luotoa asiantuntevasta ohjauksesta tutkimuksen aikana. Esitän myös erittäin suuret kiitokset tämän tutkielman rahoittamisesta Helsingin yliopiston alumniyhdistys ry:n Ympäristön ystävät -rahastolle, Societas pro Fauna et Flora Fennicalle, Maa- ja vesitekniikan tuki ry:lle sekä Geotieteiden ja maantieteen osastolle. Suuret kiitokset myös Kilpisjärven biologisen aseman henkilökunnalle avusta ja huolenpidosta kenttätöiden aikana.

Erityisen lämpimät kiitokset kuuluvat ehdottomasti kenttätöissä useita viikkoja niin kylmyydessä kuin helteissä rehkeille Julia Kemppiselle, Annina Niskaselle, Aino-Maija Määttäselle, Henri Riihimäelle sekä Pekka Niittyselle, jolle kuuluu myös kiitokset biotooppi- ja säteilyaineistosta. Kiitän asiantuntevista analysointivinkeistä myös Juha Aaltoa ja Konsta Haposta.

Aivan valtavat kiitokset esitän Heli Kainulaiselle ja Tuuli Rissaselle korvaamattomasta vertaistuesta ja kannustuksesta tämänkin tutkielman kaikissa vaiheissa. Kiitos että olette olleet läsnä jakamassa niin ilot kuin surut kaikkina näinä yhteisinä opiskeluvuosinamme.

Tämä tutkielma on omistettu Katri Piutulan (†2018) muistolle kiitokseksi läsnäolostasi elämässäni, sekä vankkumattomasta tuesta ja kannustuksesta. Toivoin niin, että olisit vielä täällä ja näkemässä tämän työn valmistumisen.



Kuva 19. Poroja laiduntamassa ja ihmettelemässä (sekä estämässä) kenttämittauksia yhdellä tutkimusalueen tutkimus-pisteellä Etualalla maanpinnan ja maaperän lämpölokita. 18.9.2017.

Kirjallisuus

- Aalto, J., P. C. le Roux & M. Luoto (2013). Vegetation Mediates Soil Temperature and moisture in Arctic-Alpine Environments *Arctic Antarctic and Alpine Research* 45, 429–439. DOI: 10.1657/1938-4246-45.4.429
- Aalto, J. & M. Luoto (2014). Integrating climate and local factors for geomorphological distribution models. *Earth surface processes and Landforms* 39, 1729–1740.
- Aalto, J., P. C. le Roux & M. Luoto (2014). The meso-scale drivers of temperatures extremes in high-latitude Fennoscandia. *Climate Dynamics* 42, 237–252.
- Aalto, J., H. Riihimäki, E. Meineri, K. Hylander & M. Luoto (2017). Revealing topoclimatic heterogeneity using meteorological station data. *International Journal of Climatology* 37:1, 544–556.
- Aartolahti, T & M. Tikkanen (2011). *Suomen geomorfologia*. Geotieteiden ja maantieteen laitoksen opetusmonisteita 1. 275 s. Unigrafia, Helsinki.
- Alison, B., M. K. Raynolds, H. Epstein, G. V. Frost, M. J. Macander, H. Bergstedt, A. Bartsch, S. Kruse, V. Miles, C. M. Tanis, B. Heim, M. Fuchs, S. Chabrillat, I. Shetsova, M. Verdonen & J. Wagner (2020). Recent trends and remaining challenges for optical remote sensing of Arctic tundra vegetation: A review and outlook. *Remote Sensing of Environment* 246:1, 111872.
- Allen, R., A. Irmak, R. Trezza, J. M. H. Hendrickx, W. Bastiaanssen & J. Kjærsgaard (2011). Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrological Processes* 25:26, 4011–4027.
- Anderson, M. G. & T. P. Burt (1978). The Role of Topography in Controlling Throughflow Generation. *Earth Surface Processes* 3, 331–344.
- Araya, S. N., A. Fryjoff-Hung, A. Anderson, J. H. Viers & T. A. Ghezzei (2020; *painossa*). Advances in Soil Moisture Retrieval from Multispectral Remote Sensing Using Unmanned Aircraft Systems and Machine Learning Techniques. *Hydrology and Earth System Sciences*. DOI: 10.5194/hess-2020-271
- Arndt, K. A., W. C. Oechel, J. P. Goodrich, B. A. Bailey, A. Kalhoiri, J. Hashemi, C. Sweeney & D. Zona (2019). Sensitivity of Methane Emissions to Later Soil Freezing in Arctic Tundra Ecosystems. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 124, 2595–2609. DOI: 10.1029/2019JG005242
- Arnell, N. (2002). *Hydrology and Global Environmental Change*. 346 s. Pearson Education Limited, Edinburgh.
- Bárdossy, A. & W. Lehmann (1998). Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis. *Journal of Hydrology* 206, 1–15.

- Belgiu, M. & L. Drăgut (2016). Random forest in remote sensing: A review of applications and future directions. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 114, 24–31.
- Beven, K.J. & M.J. Kirkby (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal* 24:1, 43–69.
- Billings, W. & H. Mooney (1968). The ecology of arctic and alpine plants. *Biological reviews*, 43:481-529.
- Billings, W.D. (1973). Arctic and Alpine Vegetations: Similarities, Differences, and Susceptibility to Disturbance. *BioScience*, 23:12, 697–704.
- Billings, W. D. (1974). Adaptations and Origins of Alpine Plants. *Arctic and Alpine Research* 6:2, 129–142.
- Bitanja, R. & O. Andry (2017). Towards a rain-dominated Arctic. *Nature Climate Change* 7, 263–267. DOI: 10.1038/nclimate3240
- Blankship, J. C., M. W. Meadows, R. G. Lucas & S. C. Hart (2014). Snowmelt timing alters shallow but not deep soil moisture in the Sierra Nevada. *Water Resources Research* 50, 1448-1456.
- Breiman, L. (2001). Random Forest. *Machine learning* 45: 5–32.
- Breiman, L., A. Cutler, A. Liaw & M. Wiener (2018). Package ‘randomForest’. 10.9.2019 <<https://cran.r-project.org/web/packages/randomForest/randomForest.pdf>>
- Brisco, B. & T. J. Pultz (1992). Soil Moisture Measurement Using Portable Dielectric Probes and Time Domain Reflectometry. *Water Resources Research* 28:5, 1339–1346.
- Böhner J. & O. Antonic (2009). Land Surface Parameters Specific to Topoclimatology. *Teoksessa Hengl, T. & H. I. Reuter (toim.): Geomorphometry Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science* 33, 195–226.
- Callaghan, T. V., M. Johansson, R. D. Brown, P. Y. Groisman, N. Labba, V. Radionov, R. G. R. S. Bradley, S. Blangy, O. N. Bulygina, T. B. Christensen, J. E. Colman, R. L. H. Essery, D. M. B. C. Forbes, M. C. Forchhammer, V. N. Golubev, T. C. Grenfell, M. N. Petrushina, V. N. Razuvaev, D. A. Robinson, P. Romanov, D. Shindell, A. B. Shmakin, S. A. Sokratov, S. Warren & D. Yang (2011). The Changing Face of Arctic Snow Cover: A Synthesis of Observed and Projected Changes. *Ambio* 40:1, 17–31.
- Chaney, N. W., J. K. Roundy, J. E. Herrera-Estrada & E. F. Wood (2015). High-resolution modeling of the spatial heterogeneity of soil moisture: Applications in network design. *Water Resources Research* 51, 619–638.
- Chapin III, F. S., M. Sturm, M. C. Serreze, J. P. McFadden, J. R. Key, A. H. Lloyd, A. D. McGuire, T. S. Rupp, A. H. Lynch, J. P. Schimel, J. Beringer, W. L. Chapman, H. E. Epstein, E. S. Euskirchen, L. D.

- Hinzman, G. Jia, C.-L. Ping, K. D. Tape, C. D. C. Thompson, D. A. Walker 17 & J. M. Welker (2005). Role of Land-Surface Changes in Arctic Summer Warming. *Science* 310, 657–660.
- Christiansen, H. H., B. Etzelmüller, K. Isaksen, H. Juliussen, H. Farbro, O. Humlum, M. Johansson, T. Ingeman-Nielsen, L. Kritstensen, J. Hjort, P. Holmlund, A. B. KM Sannel, C. Sigsgaard, H. J. Åkerman, N. Foged, L. H. Blikra, M. A. Pernosky & R. S. Odegaard (2010). The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007-2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 156.
- Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp & T. R. Ginn (1984). A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resources Research* 20:6, 682–690.
- Cramér, H. (1946). *The Two-dimensional Case, Mathematical Methods of Statistics*. 575 s. Princeton University Press, Princeton.
- Cutler, D. R., T. C. Edwards Jr., K. H. Beard, A. Cutler, K. T. Hess, J. Gibson & J. J. Lawler (2007). Random Forests for Classification in Ecology. *Ecology* 88:11, 2783–2792.
- Dai, A., K. E. Trenberth & T. Qian (2004). A Global Dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with Soil Moisture and Effects of Surface Warming. *Journal of Hydrometeorology* 5:6, 1117–1130.
- De Reu, J., J. Bourgeois, M. Bats, A. Zwertvaegher, V. Gelorini, P. De Smedt, W. Chu, M. Antrop, P. De Maeyer, P. Finke, M. Van Meirvenne, J. Verniers & P. Crombé (2013). Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. *Geomorphology* 186, 39–49.
- Dingman, S. L. (1994). *Physical Hydrology*. 575 s. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- Dobrowski, S. Z. (2011). A climatic basis for microrefugia: the influence of terrain on climate. *Global Change Biology* 17, 1022–1035.
- Dormann, C.F., J.M. McPherson, M.B. Araújo, R. Bivand, J. Bolliger, G. Carl, R.G. Davies, A. Hirzel, W. Jetz, W.D. Kissling, I. Kühn, R. Ohlemüller, P.R. Peres-Neto, B. Reineking, B. Schröder, F.M. Schurr & R. Wilson (2007). Methods to account for spatial autocorrelation in the analysis of species distributional data: a review. *Ecography* 30, 609–628.
- Edwards, A. C., R. Scalenghe & M. Freppaz (2007). Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes: A review. *Quaternary International* 162–163, 172–181.
- Efron, B. (1979). Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife. *The Annals of Statistics* 7:1, 1–26.
- Elith, J., J. Leathwick & T. Hastie (2008). A Working guide to boosted regression trees. *Journal of Animal Ecology* 77:4, 802–813.

- Eltahir, E. A. B. (1998). A soil moisture-rainfall feedback mechanism 1. Theory and observation. *Water Resources Research* 34:4, 765–776.
- Enetkhabi, D., I. Rodriguez-Iturbe & F. Castelli (1996). Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. *Journal of Hydrology* 1–2, 3–17.
- Engstrom, R., A. Hope, H. Kwon & D. Zamolodchikov (2005). Spatial distribution of near surface soil moisture and its relationship to microtopography in the Alaskan Arctic coastal plain. *Nordic Hydrology* 36:3, 219–234.
- ESRI (2015). An overview of the Spatial Analyst Toolbox. 4.10.2019. <<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/an-overview-of-the-spatial-analyst-toolbox.htm>>
- Eurola, S., S. Huttunen & P. Welling (2003). Enontekiön suurtuntureidenpaljakkakasvillisuus. *Kilpisjärvi Notes* 17. 27 s. Yliopistopaino, Helsinki.
- Famiglietti, J. S., D. Ryu, A. A. Berg, M. Rodell & T. J. Jackson (2008). Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resources Research* 44:W01423, 1–16. DOI: 10.1029/2006WR005804
- Flerchinger, G. N. & F. B. Pierson (1991). Modeling plant canopy effects on variability of soil temperature and water. *Agricultural and Forest Meteorology* 56, 227–246.
- Fox, E. W., R. A. Hill, S. G. Leibowitz, A. R. Olsen, D. J. Thornbrugh & M. H. Weber (2017). Assessing the accuracy and stability of variable selection methods for random forest modeling in ecology. *Environmental Monitoring and Assessment* 189:316. DOI 10.1007/s10661-017-6025-0.
- Fox, J. (2019). Package 'Polycor'. 21.9.2020. <<https://cran.rproject.org/web/packages/polycor/-polycor.pdf>>
- French, H. (2007). *The Periglacial Environment*. 3. painos. 458 s. John Wiley & Sons, Chichester.
- Frindte, K., R. Pape, K. Werner, J. Löffler & C. Knief (2019). Temperature and soil moisture control microbial community composition in an arctic–alpine ecosystem along elevational and micro-topographic gradients. *The ISME Journal* 13, 2031–2043.
- Gamon, J. A., K. F. Huemmerich, R. S. Stone & G. E. Tweedie (2013). Spatial and temporal variation in primary productivity (NDVI) of coastal Alaskan tundra: Decreased vegetation growth following earlier snowmelt. *Remote Sensing of Environment* 129, 144–153.
- Giraudoux, P., J.-P. Antonietti, C. Beale, D. Pleydell & M. Treglia (2018). Package 'pgirmess'. Spatial Analysis and Data Mining for Field Ecologists. 20.9.2020. <<https://cran.rproject.org/-web/packages/pgirmess/pgirmess.pdf>>

- Graham, E. A., P. W. Rundel, W. Kaiser, Y. Lam, M. Stealey & E. M. Yuen (2012). Fine-Scale Patterns of Soil and Plant Surface Temperatures in an Alpine Fellfield Habitat, White Mountains, California. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 44:3, 288–295.
- Grant, L., M. Seyfried & J. McNamara (2004). Spatial variation and temporal stability of soil water in a snow-dominated, mountain catchment. *Hydrological Processes* 18, 3493–3511.
- Grayson, R. B., A. W. Western, F. H. S. Chiew & G. Blöschl (1997). Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water Resources Research* 33:12, 2897–2908.
- Grayson, R. & A. Western (2001). Terrain and the distribution of soil moisture. *Hydrological Processes* 15, 2689–2690.
- Green, F. H. W. & R. J. Harding (1980). The Altitudinal Gradients of Air Temperature in Southern Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 62:1, 29–36.
- Green, F. H. W., R. J. Harding & H. R. Oliver (1983). The relationship of soil temperature to vegetation height. *Journal of Climatology* 4, 229–240.
- GTK (2005). Maalajien luokitus. 1.6.2016. <<http://weppi.gtk.fi/aineistot/mp-opas/maalajiluokitus2.-html>>
- Guisan, A., S. B. Weiss & A. D. Weiss (1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology* 143, 107–122.
- Haavisto-Hyvärinen, M. & H. Kutvonen (2007). *Maaperäkartan käyttöopas*. 61. s. GTK, Espoo.
- Harder, P. & J. W. Pomeroy (2014). Hydrological model uncertainty due to precipitation-phase partitioning methods. *Hydrological Processes* 28, 4311–4327.
- Hastie, T. J. & R. J. Tibshirani (1986). Generalized Additive Models. *Statistical Science* 1:3, 297–318.
- Hinzman, L. D. & D. L. Kane (1992). Potential Response of an Arctic Watershed During a Period of Global Warming. *Journal of Geophysical Research* 97, 2811–2820.
- Horton, J. L. & S. C. Hart (1998) Hydraulic lift: a potentially important ecosystem process. *Trends in Ecology & Evolution* 13, 232–235.
- Hutengs, C. & M. Vohland (2016). Downscaling land surface temperatures at regional scales with randomforest regression. *Remote Sensing of Environment* 178, 127–141.
- Ilmatieteen laitos (2019). Vuorokausihavainnot. 28.1.2019. <<https://www.ilmatieteenlaitos.fi/-havaintojen-lataus>>
- Jaesche, P., H. Veit & B. Huwe (2003). Snow Cover and Soil Moisture Controls on Solifluction in an Area of Seasonal Frost, Eastern Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 14, 399–410.

- Johnson, D. A. & M. M. Caldwell (1976). Water Potential Components, Stomatal Function, and Liquid Phase Water Transport Resistances of Four Arctic and Alpine Species in Relation to Moisture Stress. *Physiologia Plantarum* 36: 271-278.
- Jokinen, M., S. Sarkki & H. I. Heikkinen (2017). The Well-being effects of localized multi-level environmental governance: Case of Kilpisjärvi. *Nordia Geographical Publications* 45:2, 19–36.
- Karu, K., M. D. Auffret & J. A. J. Dungait, D. W. Hopkins, J. I. Prosser, B. K. Singh, J.-A. Subke, P. A. Wookey, G. I. Ågren, M.-T. Sebastià, F. Gouriveau, G. Bergkvist, P. Meir, A. T. Nottingham, N. Salinas & I. P. Hartley (2014). Temperature sensitivity of soil respiration rates enhanced by microbial community response. *Nature* 513, 81–84.
- Kemppinen, J. (2016). Maaperän kosteus arktisessa maisemassa. Julkaisematon pro gradu –tutkielma. Geotieteiden ja maantieteen laitos, Helsingin yliopisto. <<https://helda.helsinki.fi/bitstream/handle/10138/164982/Julia%20Kemppinen%20%20Pro%20gradu%20tutkielma.pdf?sequence=2&isAllowed=y>>
- Kemppinen, J., P. Niittynen, H. Riihimäki & M. Luoto (2018). Modelling soil moisture in a high-latitude landscape using LiDAR and soil data. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 1019–1031.
- Kemppinen, J., P. Niittynen, J. Aalto, P. C. le Roux, & M. Luoto (2019). Water as a resource, stress and disturbance shaping tundra vegetation. *Oikos* 128:6, 811-822. DOI:10.1111/oik.05764
- Kemppinen, J., Niittynen, P. O., Virkkala, A-M., Happonen, K., Riihimäki, H., Aalto, J. & Luoto, M., (2020; *painossa*). Woody plants constructing tundra soils. *Ecosystems*. DOI: 10.1101/789743
- King, L. & M. Seppälä (1987). Permafrost Thickness and Distribution in Finnish Lapland –Results of Geoelectrical Soundings. *Polarforschung* 57:3, 127–147.
- Knoepp, J. D. & W. T. Swank (2002). Using soil temperature and moisture to predict forest soil nitrogen mineralization. *Biology and Fertility of Soils*. 36:3, 177–182.
- Kontula, T., A. Raunio & A. Schulman (2008; toim.). *Suomen luontotyyppien uhanalaisuus – Osa 1 Tulokset ja arvioinnin perusteet*. 264 s. Suomen ympäristökeskus, Helsinki.
- Kustas, W. & M. Anderson (2009). Advances in thermal infrared remote sensing for land surface modeling. *Agricultural and Forest Meteorology* 149, 2071–2081
- Kuusisto, E. (2005). Snow as a Geographic Element. *Teoksessa* Seppälä, M. (toim.): *The Physical Geography of Fennoscandia*. 159–174. Oxford University Press. New York.

- Lakhani, K. H. & B. N. K. Davis (1982). Multiple regression models of the distribution of *Helianthemum chamaecistus* in relation to aspect and slope at Barnack, England. *Journal of Applied Ecology* 19, 621–629.
- Legates, D. R., R. Mahmood, D.F. Levia, T. L. DeLiberty, S.M. Quiring, C. Houser & F.E. Nelson (2010). Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography. *Progress in physical geography* 35, 65–86. DOI: 10.1177/0309133310386514
- Lehtovaara J. J. (1995). *Pre-Quaternary Rocks of the Kilpisjärvi and Halti Mapsheet Areas*. GTK, Espoo.
- Liancourt, P., A. Sharkhuu, L. Ariuntsetseg, B. Boldgiv, B. R. Helliker, A. F. Plante, P. S. P & B. B. Casper (2012). Temporal and spatial variation in how vegetation alters the soil moisture response to climate manipulation. *Plant Soil* 351, 249–261. DOI 10.1007/s11104-011-0956-y
- Liao, C. & Q. Zhuang (2017). Quantifying the Role of Snowmelt in Stream Discharge in an Alaskan Watershed: An Analysis Using a Spatially Distributed Surface Hydrology Model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 122. 2183–2195.
- Liao, C. & Q. Zhuang (2018). Quantifying the Role of Permafrost Distribution in Groundwater and Surface Water Interactions Using a Three-Dimensional Hydrological Model. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 49:1, 81–100.
- Liaw, A. & M. Wiener (2002). Classification and Regression by randomForest. *R News* 2, 18–22.
- Lobell, D. B. & G. P. Asner (2002). Moisture Effects on Soil Reflectance. *Soil Science Society of America Journal* 66, 722–727.
- Luus, K. A., Y. Gel, J. C. Lin, R. E. J. Kelly, and C. R. Duguay (2013). Pan-Arctic linkages between snow accumulation and growing-season air temperature, soil moisture and vegetation. *Biogeosciences* 10, 7575–7597.
- Löffler, J. (2005). Snow cover dynamics, soil moisture variability and vegetation ecology in high mountain catchments. *Hydrological Processes* 19, 2385–2405. DOI: 10.1002/hyp.5891
- Maanmittauslaitos (2019). Korkeusmalli 2 m. 4.2.2019. <<https://www.maanmittauslaitos.fi/kartat-ja-paikkatieto/asiantuntevalle-kayttajalle/tuotekuvaukset/korkeusmalli-2-m>>
- Marciniak, M., K. Dragon & L. Chudziak (2013). Water circulation within a high-Arctic glaciated valley (Petunia Bay, Central Spitsbergen): Recharge of a glacial river. *Journal of Hydrology* 513, 91–100.
- Martínez-Fernandez, J. & A. Ceballos (2005). Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. *Journal of Hydrology* 312, 28–38.

- Matthews, J. A., R. A. Shakesby, M. S. Berrisford & L. J. McEwen (1998). Periglacial Patterned Ground on the Styggedalsbreen Glacier Foreland, Jotunheimen, Southern Norway: Micro-Topographic, Paraglacial and Geoecological Controls. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 147–166.
- Mausser, W. & S. Schändlich (1998). Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. *Journal of Hydrology* 212–213, 250–267.
- Mihalakakou, G. (2002). On estimating soil surface temperature profiles. *Energy and Buildings* 34:3, 251–259.
- Myers-Smith, I. H., B. C. Forbes, M. Wilmking, M. Hallinger, T. Lantz, D. Blok, K. Tape, D. M. Macias-Fauria, U. Sass-Klaassen, E. Levesque, S. Boudreau, P. Ropars, L. Hermanutz, A. Trant, L. S. Collier, S. Weijers, J. Rozema, S. A. Rayback, N. M. Schmidt, G. Schaepman-Strub, S. Wipf, C. Rixen, C. B. Menard, S. Venn, S. Goetz, L. Andreu-Hayles, S. Elmendorf, V. Ravolainen, J. Welker, P. Grogan, H. E. Epstein & D. S. Hik (2011). Shrub expansion in tundra ecosystems: dynamics, impacts and research priorities. *Environmental Research Letters* 6: 045509, 1–15. DOI: 10.1088/1748-9326/6/4/045509
- Myers-Smith, I. H., S. C. Elmendorf, P. S. A. Beck, M. Wilmking, M. Hallinger, D. Blok, K. D. Tape, S. A. Rayback, M. Macias-Fauria, B. C. Forbes, J. D. M. Speed, N. Boulanger-Lapointe, C. Rixen, E. Lévesque, N. M. Schmidt, C. Baitinger, A. J. Trant, L. Hermanutz, L. S. Collier, M. A. Dawes, T. Lantz, S. Weijers, R. H. Jørgensen, A. Buchwal, A. Buras, A. T. Naito, V. Ravolainen, G. Schaepman-Strub, J. Wheeler, S. Wipf, K. Guay, D. S. Hik & M. Vellend (2015). Climate sensitivity of shrub growth across the tundra biome. *Nature Climate Change* 5, 887–891.
- Niittynen, P. (2016a). Biotooppiaineisto. Julkaisematon aineisto.
- Niittynen, P. (2016b). Säteilyaineisto. Julkaisematon aineisto.
- Niittynen, P., R. K. Heikkinen, J. Aalto, A. Guisan, J. Kemppinen & M. Luoto (2020). Fine-scale tundra vegetation patterns are strongly related to winter thermal conditions. *Nature Climate Change* 2020. DOI: 10.1038/s41558-020-00916-4
- Noborio, K., K. J. McInnes & J. L. Heilman (1996). Measurements of soil water content, heat capacity, and thermal conductivity with a single TDR probe. *Soil Science* 161:1, 22–28.
- Norokorpi, Y., H. Eeronheimo, S. Eurola, R. Heikkinen, P. Johansson, J. Kumpula, K. Mäkelä, S. Neuvonen, J. Sihvo, S. Tynys & R. Virtanen (2008). Tunturit. *Teoksessa* Raunio, A., A. Schulman & T. Kontula (toim.): *Suomen luontotyyppien uhanalaisuus – Osa 2: Luontotyyppien kuvaukset*, 467–542. Suomen ympäristökeskus, Helsinki.
- Oberbauer, S. F. & T. E. Dawson (1992). Water Relations of Arctic Vascular Plants. *Teoksessa* Chapin III, S. F., R. L. Jefferies, J. F. Reynolds, G. R. Shaver & J. Svoboda (toim.): *Arctic Ecosystems in Changing Climate*. 259–275. Academic Press, San Diego.

- Pape, R., D. Wundram & J. Löffler (2009). Modelling near-surface temperature conditions in high mountain environments: an appraisal. *Climate Research* 39, 99–109.
- Parton, W. J. & J. A. Logan (1981). A Model for Diurnal Variation in Soil and Air Temperature. *Agricultural Meteorology* 23, 205–216.
- Peng, J., A. loew, O. Merlin & N. E. C. Verhoest (2017). A review of spatial downscaling of satellite remotely sensed soil moisture. *Reviews of Geophysics* 55, 341–366. DOI: 10.1002/2016RG000543
- Penna, D., M. Borga, D. Norbiato & G. Dalla Fontana (2009). Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. *Journal of Hydrology* 364, 311–327.
- Penna, D., L. Brocca, M. Borga & G. Dalla Fontana (2013). Soil moisture temporal stability at different depths on two alpine hillslopes during wet and dry periods. *Journal of Hydrology* 477, 55–71.
- Pirinen, P., H. Simola, J. Aalto, J.-P. Kaukoranta, P. Karlsson & R. Ruuhela (2012). Tilastoja Suomen ilmastosta 1981–2010. *Ilmatieteen laitoksen raportteja* 2012:1.
- Pohl S & P. Marsh (2006). Modelling the spatial-temporary variability of spring snowmelt in an arctic catchment. *Hydrological Processes* 20, 1773–1792
- Post, E., M. C. Forchhammer, M. Sydonia Bret-Harte, T. V. Callaghan, T. R. Christensen, B. Elberling, A. D. Fox, O. Gilg, D. S. Hik, T. T. Høye, R. A. Ims, E. Jeppesen, D. R. Klein, J. Madsen, A. D. McGuire, S. Rysgaard, D. E. Schindler, I. Stirling, M. P. Tamstorf, N. J. Tyler, R. van der Wal, J. Welker, P. A. Wookey, N. Martin Schmidt & P. Aastrup (2009). Ecological Dynamics Across the Arctic Associated with Recent Climate Change. *Science* 325, 1355–1358.
- Pääkkö, E., K. Mäkelä, A. Saikkonen, S. Tynys, M. Anttonen, P. Johansson, J. Kumpula, K. Mikkola, Y. Norokorpi, O. Suominen, M. Turunen, R. Virtanen & H. Väre (2018). Tunturit. *Teoksessa* Kontula, T. & A. Raunio (toim.): *Suomen luontotyyppien uhanalaisuus 2018. Luontotyyppien punainen kirja – Osa 2: Luontotyyppien kuvaukset*, 761–884. Suomen ympäristökeskus ja ympäristöministeriö, Helsinki.
- Quinn, P. F., K. J. Beven & R. Lamb (1995). The $\ln(a/\tan\beta)$ index: How to calculate it and how to use it within the topmodel framework. *Hydrological processes* 9:2, 161–182.
- R Core Team (2017). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. 11.4.2019. <<https://www.R-project.org/>>
- Rauscher, S. A., J. S. Pal, N. S. Diffenbaugh & M. M. Benedetti (2008). Future changes in snowmelt-driven runoff timing over western US. *Geophysical Research Letters* 35, 1–5.
- Raz-Yaseef, N., J. Young-Robertson, T. Rahn, V. Sloan, B. Newman, C. Wilson, S. D. Wulschleger & M. S. Torn (2017). Evapotranspiration across plant types and geomorphological units in polygonal Arctic tundra. *Journal of Hydrology* 553, 816–825.

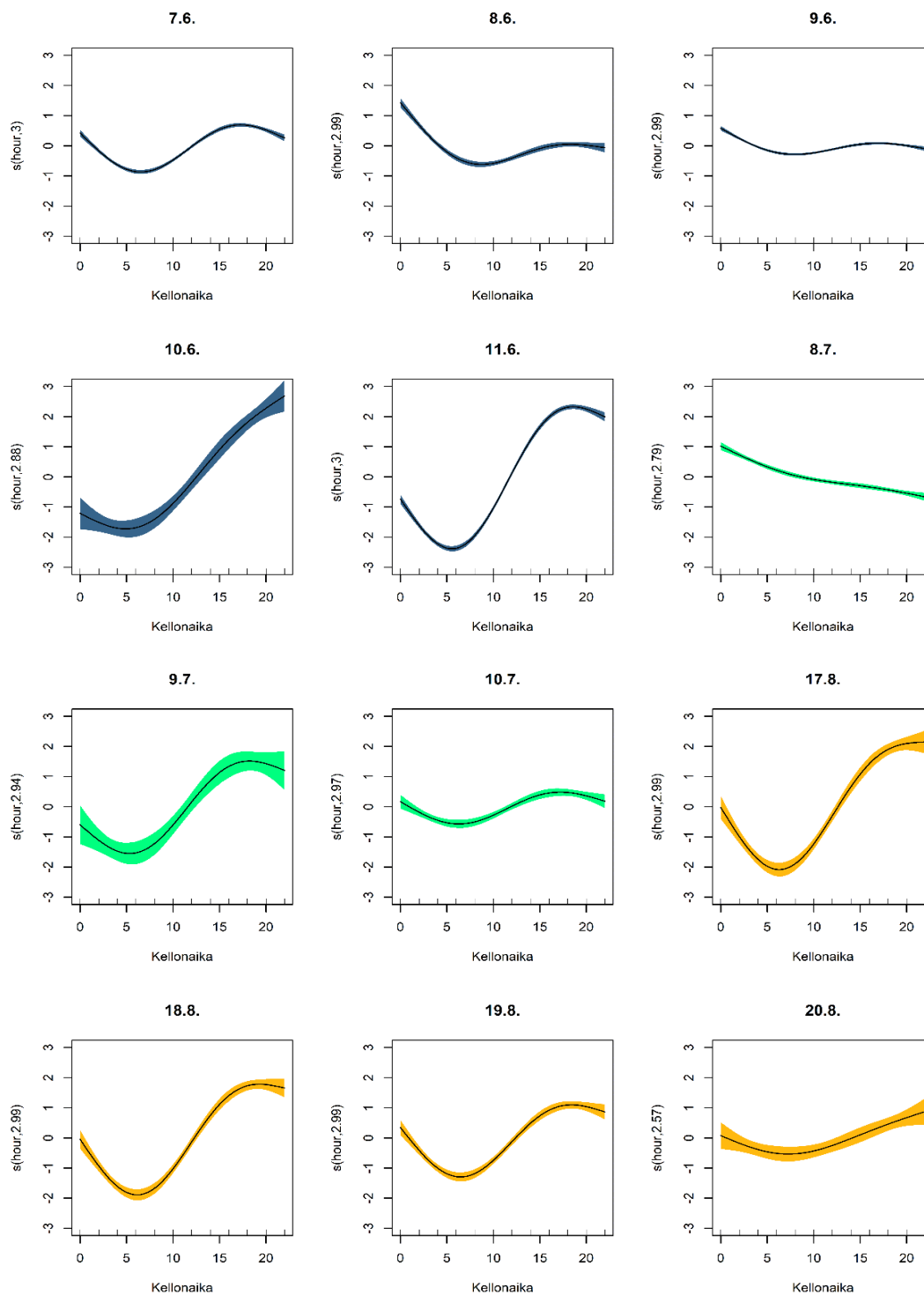
- Ridgeway, G. (1999). The state of boosting. *Computing Science and Statistics* 31, 172–181.
- Ridgeway, G. (2017). Package ‘gbm’. 29.3.2017. <cran.r-project.org/web/packages/gbm/gbm-.pdf>
- Rose, J. P. & G. P. Malanson (2012). Microtopographic heterogeneity constrains alpine plant diversity, Glacier National Park, MT. *Plant Ecology* 213, 955–965.
- Rouse, W. R., M. S. V. Douglas, R. E. Hecky, A. E. Hershey, G. W. Kling, L. Lesack, P. Marsh, M. McDonald, B. J. Nicholson, N. T. Roulet & J. P. Smol (1997). Effects of Climate Change on the Freshwaters of Arctic and Subarctic North America. *Hydrological Processes* 11, 873–902. Subarctic North America. *Hydrological Processes* 11, 873–902.
- le Roux, P. C., Aalto, J., & Luoto, M. (2013). Soil moisture’s underestimated role in climate change impact modelling in low-energy systems. *Global Change Biology* 19, 2965– 2975. DOI: 10.1111/gcb.12286
- Rustad, L. E., J. L. Campbell, G. M. Marion, R. J. Norby, M. J. Mitchell, a. e. Hartley, J. H. C. Cornelissen & J. Gurevitch (2001). A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming. *Oecologia* 126:4, 543–562.
- Saanan alueen hoito- ja käyttösuunnitelma (2017). *Metsähallituksen luonnonsuojelujulkaisuja, Sarja C XX*. <https://www.metsa.fi/wp-content/uploads/2020/03/saana_hks_lausunnot-1.pdf>
- Scherrer, D. & C. Körner (2011). Topografically controlled thermal-habitat differentiation buffers alpine plant diversity against climate warming. *Journal of Biogeography* 38, 4016–416.
- Seneviratne, S.I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky & A. J. Teuling (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews* 99:3–4, 125–161.
- Seppälä, M. (2005). Present-day Geomorphic Processes. *Teoksessa* Seppälä, M. (toim.): The Physical Geography of Fennoscandia. 59 –77. Oxford University Press, New York.
- Shiozawa, S. & G. S. Campbell (1990). Soil thermal conductivity. *Remote Sensing Reviews*, 5:1, 301–310. DOI: 10.1080/02757259009532137
- Skelhorn, C., S. Lindley & G. Levermore (2014). The impact of vegetation types on air and surface temperatures in a temperate city: A fine scale assessment in Manchester, UK. *Landscape and Urban Planning* 121, 129–140.
- Stocker, T. F., D. Qin, G.-P. Plattner, M. M. B. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley (2013; toim.) Summary for Policymakers: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 222 s. Cambridge University Press, Cambridge.

- Stuevold, L. M. & O. Eldholm (1996). Cenozoic Uplift of Fennoscandia Inferred from a Study of the Mid-Norwegian Margin. *Global and Planetary Change* 12, 359–386.
- Sturm, M., J. P. McFadden, G. E. Liston, F. S. Chapin III, C. H. Racine & J. Holmgren (2001). Snow–Shrub Interactions in Arctic Tundra: A Hypothesis with Climatic Implications. *Journal of Climate* 14, 336–344.
- Suggitt, A. J., P. K. Gillingham, J. K. Hill, B. Huntley, W. E. Kunin, D. B. Roy & C. D. Thomas (2011). Habitat microclimates drive fine-scale variation in extreme temperatures. *Oikos* 120, 1–8.
- Suvanto, S., P.C. le Roux & M. Luoto (2014). Arctic-alpine vegetation biomass is driven by fine-scale abiotic heterogeneity. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 96:4, 549–560.
- Sørensen, R. & J. Seibert (2007). Effects of DEM resolution on the calculation of topographical indices: TWI and its components. *Journal of Hydrology* 347:1–2, 79–89.
- Taylor, R. & Seastedt, T. 1994. Short-Term and Long-Term Patterns of Soil-Moisture in Alpine Tundra. *Arctic and Alpine Research* 26,14-20
- Tuttle, S. & G. Salvucci (2016). Empirical evidence of contrasting soil moisture–precipitation feedbacks across the United States. *Science* 352:6287, 825–827.
- Udvardy, M. F. D. (1959). Notes on the Ecological Concepts of Habitat, Biotope and Niche. *Ecological society of America* 40:4, 725–728.
- Väisänen, U. (2005). Pohjavesi. *Teoksessa* Johansson, P. & R. Kujansuu (toim.): *Pohjois-Suomen maaperä*. 192–210. GTK, Espoo.
- Väre, H. & R. Partanen (2012). *Suomen tunturikasvio*. 2. painos. 256 s. Metsäkustannus Oy, Hämeenlinna.
- Weiss, A. (2001). Topographic Position and Landforms Analysis. Posterity, ESRI Users Conference, San Diego, CA. <http://www.jennessent.com/downloads/tpi-poster-tnc_18x22.-pdf>
- Western, A. W., R. B. Grayson, G. Blöschl, G. R. Willgoose & T. A. McMahon (1999). Observed spatial organization of soil moisture and relation to terrain indices. *Water Resources Research* 35:3, 797–810.
- Western, A. W., R. B. Grayson & G. Blöschl (2002). Scaling of soil moisture: A hydrologic perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 30, 149–180.
- Wigmosta, M. S., L. W. Vail & D. P. Lettenmaier (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* 30:6, 1665–1679.
- Williams, C.J., J.P. McNamara & D.G. Chandler (2009). Controls on the temporal and spatial variability of soil moisture in a mountainous landscape: the signature of snow and complex terrain. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 1325–1336.

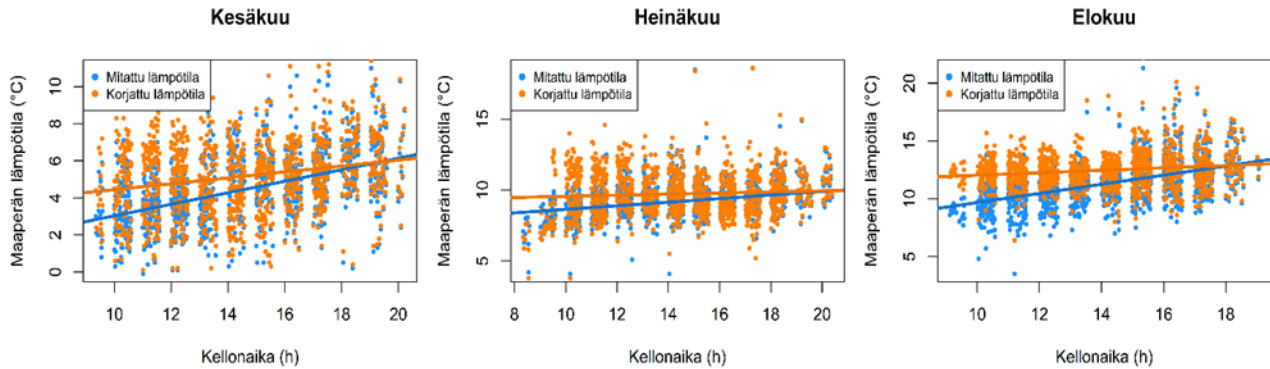
- Winkler, D. E., K. J. Chapin III & L. M. Kueppers (2016). Soil Moisture mediates alpine life form and community productivity responses to warming. *Ecology* 97:6, 524–538. DOI: 10.1890/15-1197.1
- Winstral, A., K. Elder & R. Davis (2002). Spatial snow modeling of wind redistributed snow using terrain-based parameters. *Journal of Hydrometeorology* 3, 524–538.
- Wood, S. (2018). Package 'mgcv'. 8.10.2020. <<https://cran.r-project.org/web/packages/mgcv/-mgcv.pdf>>
- Wundram, D., R. Pape & J. Löffler (2010). Alpine Soil Temperature Variability at Multiple Scales. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 42:1, 117–128.
- Yee, T.W. & N.D. Mitchell (1991). Generalized additive models in plant ecology. *Journal of Vegetation Science*, 2:5, 587–602.
- Young, K. L., M.-K. Woo & S.A. Edlund (1997). Influence of local topography, soils, and vegetation on microclimate and hydrology at a high Arctic site, Ellesmere Island, Canada. *Arctic and Alpine Research* 29:3, 270–284.
- Yuste, J. C., D. D. Baldocchi, A. Gerhenson, A. Goldstein, L. Misson & S. Wong (2007). Microbial soil respiration and its dependency on carbon inputs, soil temperature and moisture. *Global Change Biology* 13, 2018–2035.
- Zhang, P & M. Shao (2013). Temporal stability of surface soil moisture in a desert area of northwestern China. *Journal of Hydrology* 505, 91–101.
- Ågren, A.M., W. Lidberg, M. Stromgren, J. Ogilvie, P. A. Arp (2014). Evaluating digital terrain indices for soil wetness mapping – a Swedish case study. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 3623–3634.

Liitteet

Liite 1. Maaperän lämpötila-arvojen korjaamiseen käytettyjen GAM-mallien vastekäyrät.



Liite 2. Kentällä mitatut ja GAM-malleilla korjatut maaperän lämpötila-arvot suhteessa mittausajankohtaan nähden sekä lämpötilan ja kellonajan välisiä korrelaatioita kuvaavat regressiosuorat.



Liite 3. Mallinnuksessa käytettävien ympäristömuuttujien tilastolliset tunnusluvut. Maaperän kosteuden ja lämpötilan arvot löytyvät liitteestä 8.

	Minimi	Mediaani	Keskiarvo	Maksimi	Keskihajonta	Vaihteluvälin pituus	Fraktiiliväli 95 %
Topograffamuuttujat							
Korkeus (mmpy)	581,0	664,6	669,9	807,6	54,7	226,6	178,8
Säteily (kWh)	255,6	576,1	564,3	688,6	56,7	433,0	187,6
TPI (30 m, indeksi)	-3,3	0	0	13,4	0,9	16,6	2,4
TWI (indeksi)	1,5	4,2	4,7	16,4	2,1	14,9	6,4
Maaperämuuttujat							
Maaperäluokka	—	—	—	—	—	—	—
Org. kerroksen paksuus (cm)	0	4,0	6,3	70,0	6,9	70,0	19,0
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	3,0	8,0	75,0	12,0	75,0	35,0
Kasvillisuusmuuttujat							
Biotooppiluokka	—	—	—	—	—	—	—
Kasvillisuuden peittävyys (%)	0	30,0	34,1	100,0	28,3	100,0	85,0
Kasvillisuuden korkeus (cm)	0	5,0	15,0	700,0	59,0	700,0	30,0

Liite 4. Tutkimusalueelta havaitut biotoopit luokiteltuina eri biotooppiluokkiin.

Biotooppiluokka	Lkm
Tunturikoivikot	28
Variksenmarja-jäkälä-tunturikoivikot	1
Variksenmarja-jäkälä-seinäsammas-tunturikoivikot	1
Variksenmarja-mustikka-tunturikoivikot	18
Lehtomaiset tunturikoivikot	8
Katajikat	75
(Tunturi)katajikat	75
Vaivaiskoivukankaat	316
Vaivaiskoivukankaat	316
Tunturikankaat	539
Tuulikankaat	15
Variksenmarjakankaat	246
Mustikkakankaat	125
Kurjenkanaervakankaat	96
Liekovarpiokankaat	22
Lapinvuokkokankaat	1
Jäkäläkankaat	30
Puolukkakankaat	4
Tunturiniityt	144
Jäkkikankaat	14
Lampaannata-tunturivihviläkankaat	24
Tunturien pienruohoniityt	43
Tunturien suurruohoniityt	3
Heinäniityt	15
Vaivaiskoivuniityt	19
Tunturisarakankaat	26
Lumenviipymät	30
Vaivaispajulumenviipymät	5
Matalasaraiset ja -heinäiset lumenviipymät	10
Karut pienruoholumenviipymät	6
Karut sammalvaltaiset lumenviipymät	1
Ravinteiset pienruoholumenviipymät	2
Vuotomaat	2
Sammalvarpiolumenviipymät	4
Kivikot	47
Tunturien karut ja keskiravinteiset laakeat kalliot	9
Tunturien karut ja keskiravinteiset kivikot	30
Kalkkivyöryorat	1
Puronvarsikivikko	7
Soistumat	19
Rinnesuot	9
Tupasluikkasuot	1
Sarasuot	9
NA (veden alla)	2
Yhteensä:	1200

Liite 5. Ympäristömuuttujien tilastolliset tunnusluvut eri biotoopeissa.

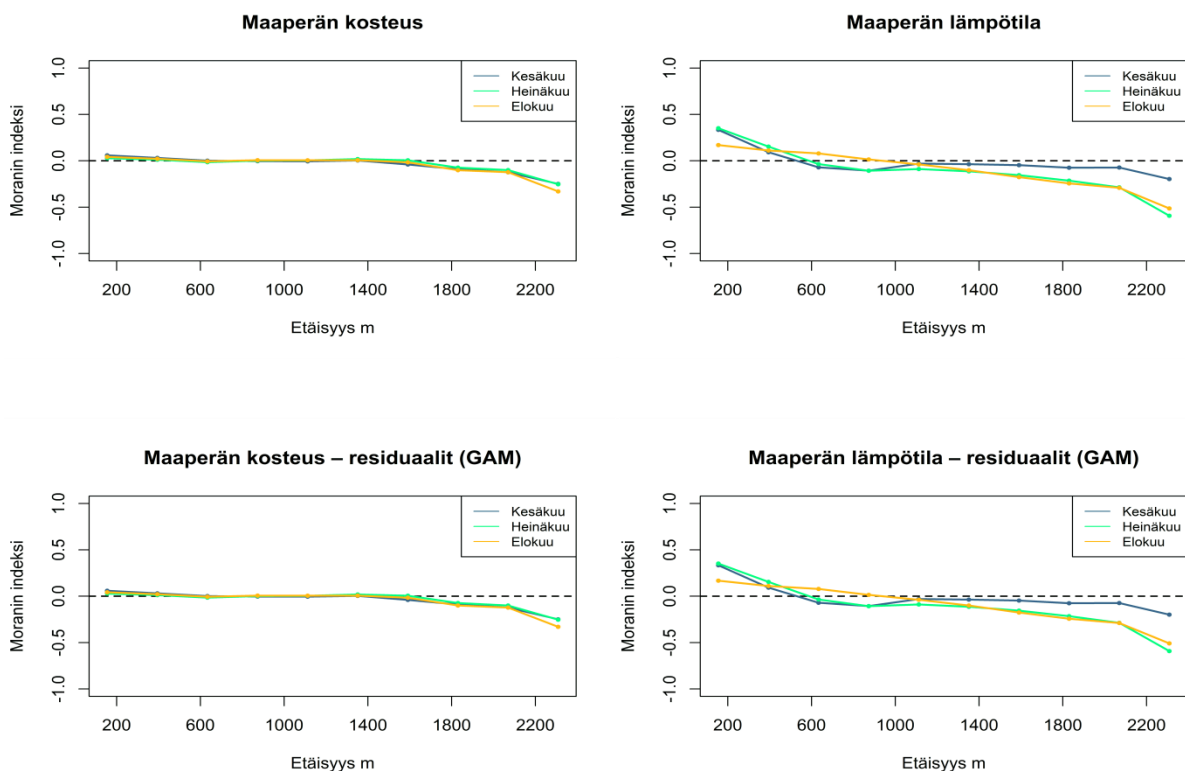
	Minimi	Mediaani	Keskiarvo	Maksimi	Keskihajonta	Vaihteluvälin pituus	Fraktiili 95 %
Koivikot							
Korkeus (mmpy)	584,4	603,3	608,2	635,6	14,7	51,2	45,4
Säteily (kWh)	480,2	569,9	564,8	647,2	34,0	167,0	100,4
TPI (30 m, indeksi)	-1,1	-0,2	-0,2	0,8	0,4	1,8	1,4
TWI (indeksi)	1,6	4,4	4,5	9,5	2,0	7,9	6,0
Maaperäluokka	–	–	–	–	–	–	–
Org. kerroksen paksuus (cm)	0	3,0	6,4	30,0	6,5	30,0	15,2
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	5,0	13,1	75,0	17,9	75,0	40,0
Kasvillisuuden peittävyys (%)	3,0	30,0	34,0	95,0	25,3	92,0	72,9
Kasvillisuuden korkeus (cm)	2,0	200,0	268,0	700,0	251,4	698,0	697,7
Katajikat							
Korkeus (mmpy)	582,7	638,1	647,9	757,5	45,9	174,8	136,3
Säteily (kWh)	411,0	593,0	584,0	666,0	47,5	255,0	149,1
TPI (30 m, indeksi)	-1,3	-0,2	-0,2	0,9	0,6	2,2	1,6
TWI (indeksi)	1,7	4,1	4,8	12,8	2,3	11,1	7,9
Maaperäluokka	–	–	–	–	–	–	–
Org. kerroksen paksuus (cm)	1,0	7,0	9,4	70,0	10,1	69,0	23,0
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	2,0	5,9	75,0	11,3	75,0	18,0
Kasvillisuuden peittävyys (%)	0	45,0	46,1	95,0	25,5	95,0	76,5
Kasvillisuuden korkeus (cm)	0	20,0	21,4	60,0	12,3	60,0	38,6
Vaivaiskoivukankaat							
Korkeus (mmpy)	582,7	646,4	651,3	805,8	44,6	223,1	139,9
Säteily (kWh)	384,8	581	569,5	683,5	50,9	298,7	169,0
TPI (30 m, indeksi)	-1,8	0,2	0,2	2,4	0,5	4,2	1,6
TWI (indeksi)	2,1	4,1	4,5	12,9	1,9	10,8	5,7
Maaperäluokka	–	–	–	–	–	–	–
Org. kerroksen paksuus (cm)	0	4,0	4,8	40,0	4,3	40,0	14,0
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	4,0	9,0	75,0	12,8	75,0	85,0
Kasvillisuuden peittävyys (%)	1	40,0	45,8	100,0	27,8	99,0	35,0
Kasvillisuuden korkeus (cm)	1	5,0	10,7	75,0	8,3	74,0	22,0
Tunturikankaat							
Korkeus (mmpy)	582,4	676,6	678,9	807,6	54,6	225,2	179,3
Säteily (kWh)	344,4	578,3	566,8	674,1	57,1	329,7	186,4
TPI (30 m, indeksi)	-2,3	0	0,1	11,6	0,9	13,9	2,6
TWI (indeksi)	1,5	4,2	4,6	13,0	1,9	11,5	6,0
Maaperäluokka	–	–	–	–	–	–	–
Org. kerroksen paksuus (cm)	0	4,0	4,8	40,0	4,5	40,0	14,0
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	3,0	7,3	75,0	11,0	75,0	30,0
Kasvillisuuden peittävyys (%)	0	25,0	33,2	100,0	27,5	100,0	83,0
Kasvillisuuden korkeus (cm)	0	4,0	4,7	30,0	3,4	30,0	8,0
Tunturiniityt							
Korkeus (mmpy)	581,0	682,9	679,2	803,2	58,3	222,2	185,3
Säteily (kWh)	255,6	571,7	591,9	688,6	54,8	433,0	149,5
TPI (30 m, indeksi)	-3,0	-0,3	-0,3	4,4	0,8	7,4	1,9
TWI (indeksi)	1,7	4,5	5,4	16,4	2,8	14,7	7,7
Maaperäluokka	–	–	–	–	–	–	–
Org. kerroksen paksuus (cm)	0	7,0	10,0	60,0	10,6	60,0	34,0
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	0	7,3	55,0	12,4	55,0	35,0
Kasvillisuuden peittävyys (%)	0	4,0	11,4	85,0	15,8	85,0	45,0
Kasvillisuuden korkeus (cm)	0	4,0	8,3	50,0	10,2	50,0	30,0

Lumenviipymät							
Korkeus (mmpy)	636,7	713,7	717,5	794,5	42,3	157,8	133,2
Säteily (kWh)	304,2	501,0	489,1	583,9	69,6	279,7	232,6
TPI (30 m, indeksi)	-2,7	-1,3	-1,0	2,0	1,0	4,7	2,3
TWI (indeksi)	1,9	4,6	5,0	11,3	2,3	9,4	7,2
Maaperäluokka	—	—	—	—	—	—	—
Org. kerroksen paksuus (cm)	0	3,0	3,7	15,0	3,5	15,0	9,0
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	0	2,7	20,0	5,7	20,0	15,0
Kasvillisuuden peittävyys (%)	0	1,0	2,1	15,0	4,0	15,0	10,0
Kasvillisuuden korkeus (cm)	0	1,0	1,8	10,0	2,7	10,0	7,7
Kivikot							
Korkeus (mmpy)	582,3	698,0	701,6	804,8	61,0	222,5	190,9
Säteily (kWh)	328,0	540,0	575,2	655,8	63,3	327,8	186,1
TPI (30 m, indeksi)	-3,3	-0,2	0	0,4	2,4	3,7	4,2
TWI (indeksi)	1,8	4,2	4,4	9,5	1,9	7,7	6,1
Maaperäluokka	—	—	—	—	—	—	—
Org. kerroksen paksuus (cm)	0	0	0,7	4,0	1,1	4,0	3,0
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	0	2,2	35	7,0	35,0	13,0
Kasvillisuuden peittävyys (%)	0	0	2,1	25	4,9	25,0	13,3
Kasvillisuuden korkeus (cm)	0	0	1,1	10	2,0	10,0	4,5
Soistumat							
Korkeus (mmpy)	617,1	659,8	679,2	796,8	54,5	179,7	158,5
Säteily (kWh)	380,8	581,7	564,9	612,8	55,8	232,0	131,9
TPI (30 m, indeksi)	-0,9	-0,1	-0,1	0,6	0,4	1,5	1,3
TWI (indeksi)	2,0	4,1	4,0	8,6	1,5	6,6	3,6
Maaperäluokka	—	—	—	—	—	—	—
Org. kerroksen paksuus (cm)	0	20,0	18,3	40,0	12,7	40,0	40,0
Mineraalimaan paksuus (cm)	0	3,0	8,6	40,0	12,4	40,0	31,0
Kasvillisuuden peittävyys (%)	0	1,0	9,8	60,0	16,8	60,0	42,0
Kasvillisuuden korkeus (cm)	0	3,0	5,4	30,0	7,7	30,0	16,5

Liite 6. Mallinnuksessa käytettyjen muuttujien väliset korrelaatiot ja p-arvot. Numeeristen muuttujien korrelaatiot on laskettu Spearmanin korrelaatiokertoimella, numeeristen ja luokkamuuttujien väliset korrelaatiot puolestaan polyseriaalisella korrelaatiokertoimella ja kahden luokkamuuttujan välinen korrelaatio Crámerin V-testillä.

	Korkeus	Säteily	TPI	TWI	Maaperäluokka	Org. kerroksen paksuus	Mineraalimaan paksuus	Biotooppi	Kasv. peittävyys	Kasv. korkeus	Kosteus kes	Kosteus hei	Kosteus elo	Lämpötila kes	Lämpötila hei	Lämpötila elo
Korkeus		-0,31	0,10	-0,01	0,23	-0,10	-0,21	0,31	-0,16	-0,17	0,13	0,06	0,08	-0,04	-0,20	-0,03
Säteily	***		-0,04	0,14	-0,25	0,08	0,68	-0,19	0,12	0,01	-0,10	-0,06	-0,12	0,27	0,26	0,44
TPI	**	n/s		-0,17	0,07	-0,09	0,05	-0,10	0,19	-0,04	-0,28	-0,20	-0,17	0,05	0,13	-0,07
TWI	n/s	***	***		-0,10	0,10	0,25	0,04	-0,08	-0,12	0,19	0,22	0,16	-0,01	0,01	0,01
Maaperäluokka	***	***	***	***		-0,37	-0,10	0,28	-0,41	-0,05	-0,07	-0,11	-0,04	0,21	0,20	0,34
Org. kerroksen paksuus	**	**	**	***	***		0,00	0,01	-0,05	0,07	0,45	0,44	0,39	-0,08	0,01	-0,09
Mineraalimaan paksuus	*	***	*	n/s	n/s	n/s		-0,01	0,11	0,11	-0,06	-0,02	-0,05	-0,06	0,08	0,02
Biotooppi	***	***	***	***	n/s	***	***		-0,43	-0,33	0,47	0,34	0,36	0,01	0,07	0,12
Kasv. peittävyys	***	***	***	***	***	*	***	***		0,05	-0,27	-0,15	-0,12	-0,07	-0,17	-0,23
Kasv. korkeus	***	n/s	n/s	n/s	n/s	*	***	n/s	*		0,06	0,13	0,11	0,07	-0,19	-0,14
Kosteus kes	***	**	***	***	***	***	*	***	***	*		0,79	0,77	-0,12	-0,08	-0,15
Kosteus hei	*	*	***	***	***	***	n/s	***	***	***	***		0,78	-0,07	-0,13	-0,21
Kosteus elo	**	***	***	***	***	***	n/s	***	***	***	***	***		-0,06	-0,16	-0,27
Lämpötila kes	n/s	***	n/s	n/s	***	*	*	***	*	*	***	*	*		-0,07	0,17
Lämpötila hei	***	***	***	n/s	***	n/s	*	***	***	***	***	***	***	*		0,48
Lämpötila elo	n/s	***	*	n/s	***	**	n/s	***	***	***	***	***	***	***	***	

Liite 7. Maaperän kosteuden ja lämpötilan sekä GAM-mallien residuaalien spatiaalinen autokorrelaatio tarkasteltuna Moranin indeksillä.



Liite 8. Maaperän kosteuden ja lämpötilan tilastolliset tunnusluvut eri biotoopeissa.

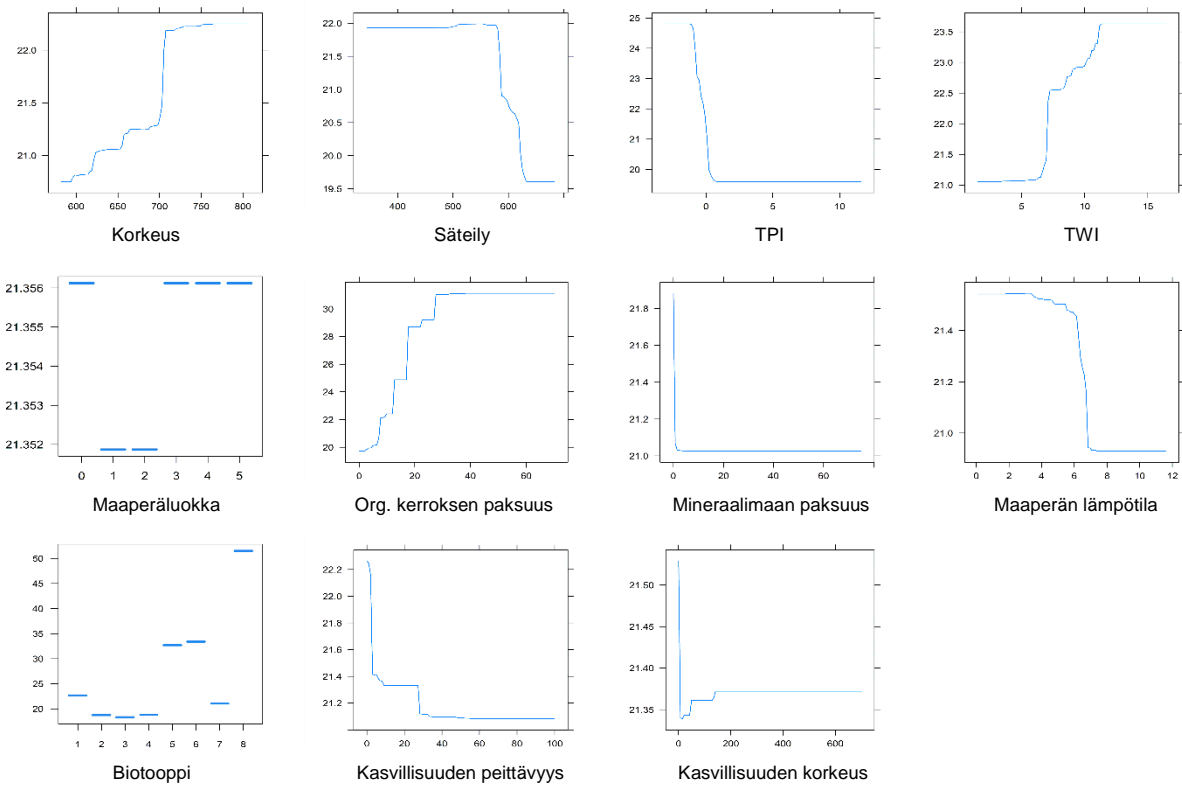
Maaperän kosteus (WVC%)								
Biotooppi	Minimi	Alakvart.	Mediaani	Keskiarvo	Yläkvart.	Maksimi	Kvartiiliv.	Vaihteluv.
Kesäkuu	1,6	12,3	16,9	21,3	24,4	81,4	12,1	79,8
Koivikot	4,1	11,0	20,5	23,9	31,6	67,6	20,6	63,5
Katajikat	5,8	14,1	16,5	19,7	22,7	66,6	8,6	60,8
Vaivaiskoivukankaat	3,8	11,1	14,1	15,7	17,4	61,1	6,3	57,3
Tunturikankaat	1,6	12,3	16,9	18,7	22,0	63,4	9,8	61,8
Tunturiniityt	7,1	21,0	30,8	36,4	51,6	76,8	30,6	69,7
Lumenviipymät	14,6	33,1	38,0	36,1	42,2	50,8	9,1	36,2
Kivikot	4,3	12,9	16,9	18,9	24,1	39,3	11,2	35,0
Soistumat	37,5	57,1	68,6	66,5	76,4	81,4	19,3	43,9
Heinäkuu	4,1	16,6	20,5	24,8	26,6	85,2	10,0	81,1
Koivikot	14,3	19,3	23,8	32,6	40,0	74,7	20,7	60,4
Katajikat	7,8	17,5	21,0	25,4	27,6	82,2	10,1	74,4
Vaivaiskoivukankaat	5,4	15,2	18,2	20,0	21,8	85,2	6,6	79,8
Tunturikankaat	6,4	16,7	20,3	22,0	24,9	62,6	8,2	56,2
Tunturiniityt	9,0	20,6	32,7	37,4	54,0	80,7	33,4	71,7
Lumenviipymät	10,7	17,8	27,7	30,0	38,8	62,7	21,0	52,0
Kivikot	4,1	12,6	20,0	21,9	33,8	43,2	21,2	39,1
Soistumat	37,3	58,7	72,9	66,2	74,6	80,5	15,9	43,2
Elokuu	1,3	12,8	15,9	19,5	20,7	78,7	7,9	77,4
Koivikot	12,0	14,3	18,3	26,5	31,2	74,7	17,0	62,7
Katajikat	9,2	14,6	16,7	19,4	20,2	75,3	5,6	66,1
Vaivaiskoivukankaat	5,8	11,8	14,0	15,4	17,4	78,7	5,6	72,9
Tunturikankaat	1,3	12,6	15,6	17,0	19,0	72,2	6,4	70,9
Tunturiniityt	6,6	15,4	28,3	30,4	41,1	72,0	25,7	65,4
Lumenviipymät	5,8	17,0	21,8	24,4	32,9	44,6	15,9	38,8
Kivikot	2,0	12,8	16,8	18,7	23,1	48,6	10,3	46,6
Soistumat	14,8	50,2	63,5	57,9	73,0	78,2	22,9	63,4
Maaperän lämpötila (°C)								
Biotooppi	Minimi	Alakvart.	Mediaani	Keskiarvo	Yläkvart.	Maksimi	Kvartiiliv.	Vaihteluv.
Kesäkuu	0,1	2,9	5,3	5,2	6,6	11,6	3,7	11,5
Koivikot	4,4	6,0	6,7	6,6	7,3	8,3	1,3	3,9
Katajikat	0,9	4,0	5,4	5,2	6,6	10,6	2,6	9,7
Vaivaiskoivukankaat	0,6	3,7	5,0	4,9	6,1	11,2	2,4	10,6
Tunturikankaat	0,1	3,9	5,3	5,2	6,5	11,6	2,6	11,5
Tunturiniityt	0,9	4,2	5,5	5,5	6,8	11,4	2,7	10,5
Lumenviipymät	0,2	1,7	2,2	3,8	6,1	11,1	4,4	10,9
Kivikot	2,0	6,6	7,5	7,0	8,4	9,2	1,9	7,2
Soistumat	0,9	4,2	5,2	5,0	6,2	8,1	2,0	7,2
Heinäkuu	3,8	8,7	9,5	9,7	10,8	18,6	2,1	14,8
Koivikot	3,8	7,0	7,8	7,7	8,7	10,2	1,7	6,4
Katajikat	6,3	8,6	9,6	9,8	11,1	13,7	2,5	7,4
Vaivaiskoivukankaat	6,5	8,7	9,5	9,7	10,7	13,4	2,0	6,9
Tunturikankaat	6,5	8,8	9,7	9,9	10,9	18,6	2,1	12,1
Tunturiniityt	5,9	8,7	9,5	9,7	10,7	15,0	2,0	9,1
Lumenviipymät	5,2	8,6	9,2	9,3	10,3	11,9	1,7	6,7
Kivikot	7,9	8,9	9,4	9,9	9,8	18,4	0,9	10,5
Soistumat	5,5	8,6	9,6	9,6	10,8	12,5	2,2	7,0
Elokuu	6,4	11,5	12,4	12,5	13,2	22,2	1,7	15,8
Koivikot	6,4	10,8	11,4	11,2	12,1	12,7	1,3	6,3
Katajikat	9,7	11,2	12,0	12,2	12,8	17,2	1,6	7,5
Vaivaiskoivukankaat	8,7	11,5	12,3	12,3	13,0	21,4	1,5	12,7
Tunturikankaat	8,0	11,6	12,5	12,6	13,5	19,6	1,9	11,6
Tunturiniityt	8,5	11,4	12,3	12,4	13,0	20,1	1,6	11,6
Lumenviipymät	9,2	11,8	12,6	12,6	13,2	17,8	1,4	8,6
Kivikot	10,8	12,1	12,6	13,7	14,0	22,2	1,9	11,4
Soistumat	9,5	11,4	11,9	12,0	12,9	14,1	1,5	4,6

Liite 9. Maaperän lämpötilan ja kosteuden vaihtelua kuvaavien mallien RMSE-arvot.

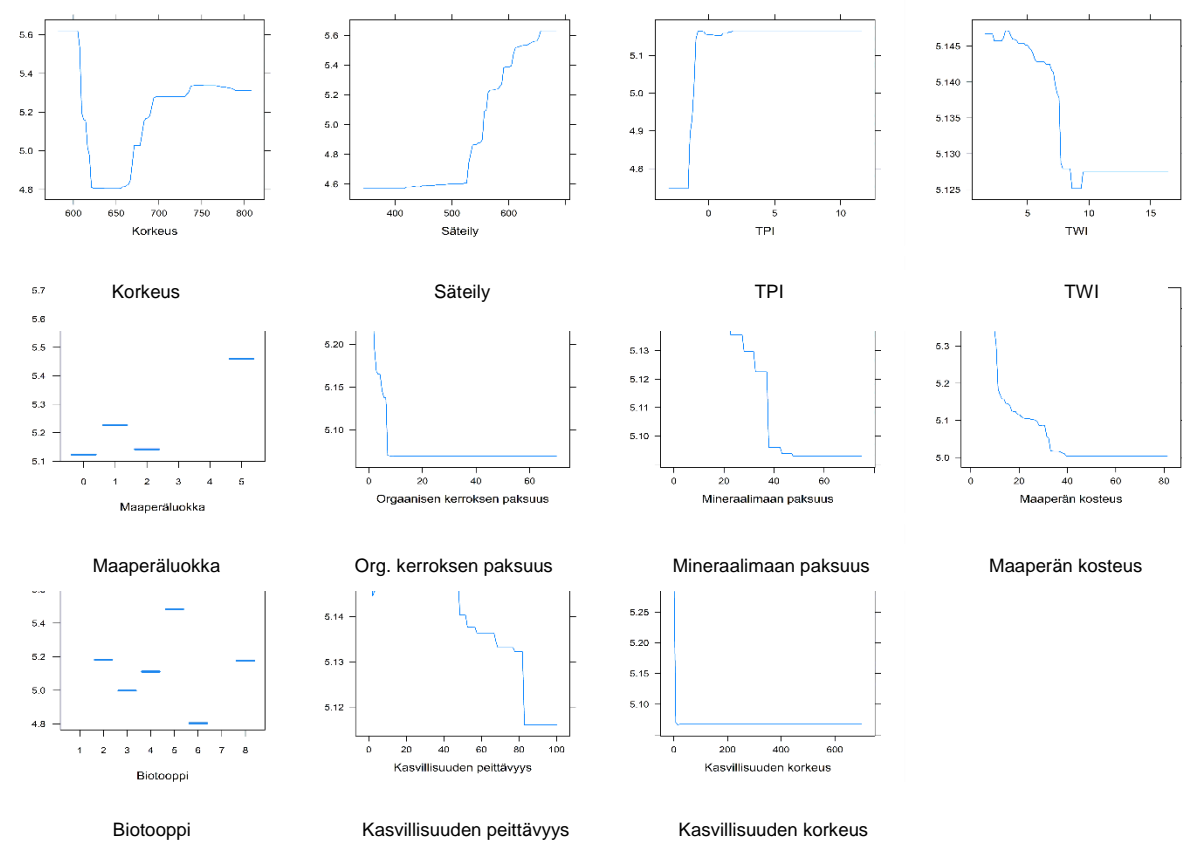
		Maaperän kosteus (VWC%)			Maaperän lämpötila (°C)		
		Kesäkuu	Heinäkuu	Elokuu	Kesäkuu	Heinäkuu	Elokuu
GAM	Topo	12,80	13,23	11,60	1,74	1,36	1,33
	T + Soil	11,60	11,80	10,55	1,73	1,35	1,27
	T + S + Vege	9,72	10,44	9,25	1,67	1,28	1,23
GBM	Topo	13,12	13,58	11,77	1,74	1,40	1,36
	T + Soil	11,75	12,27	10,66	1,74	1,39	1,29
	T + S + Vege	10,19	11,07	9,48	1,71	1,35	1,24
RF	Topo	12,71	13,27	11,76	1,73	1,37	1,39
	T + Soil	11,14	11,56	10,29	1,69	1,34	1,28
	T + S + Vege	9,72	10,33	9,09	1,66	1,26	1,21

Liite 10. GBM mallien selittävien muuttujien vastekäyrät

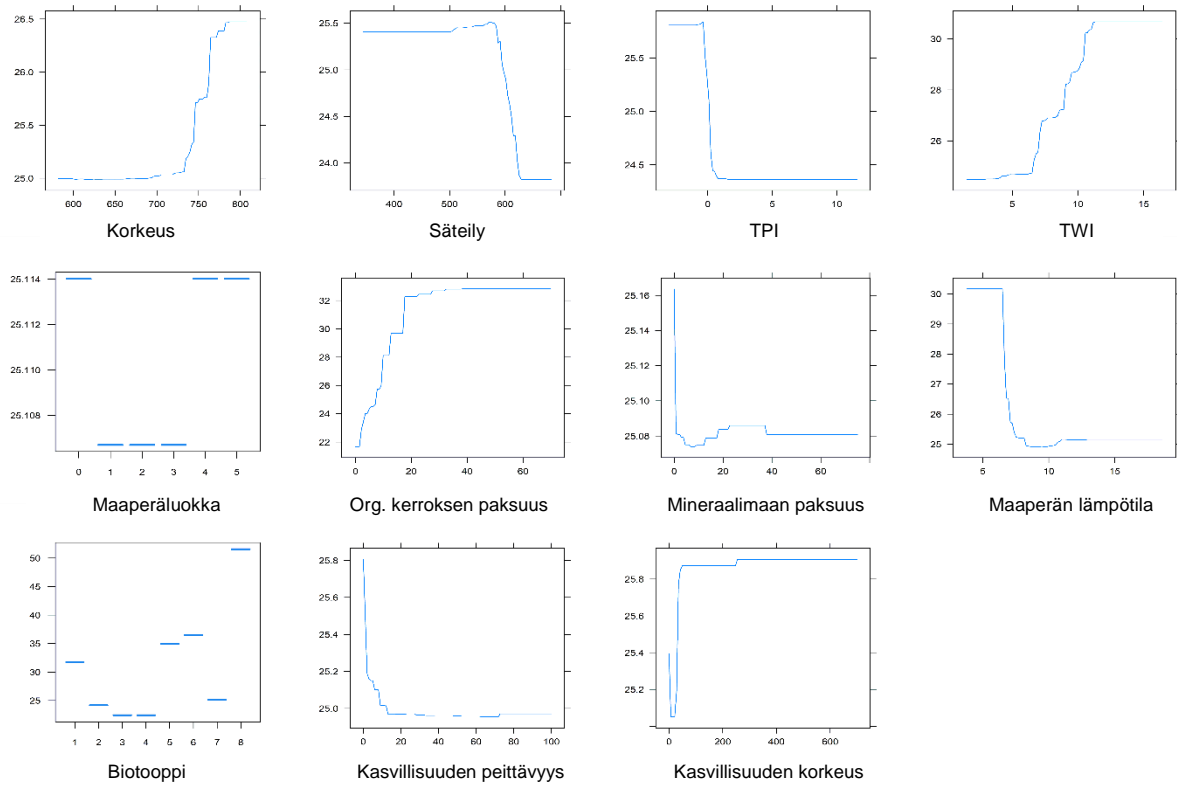
Maaperän kosteus – kesäkuu



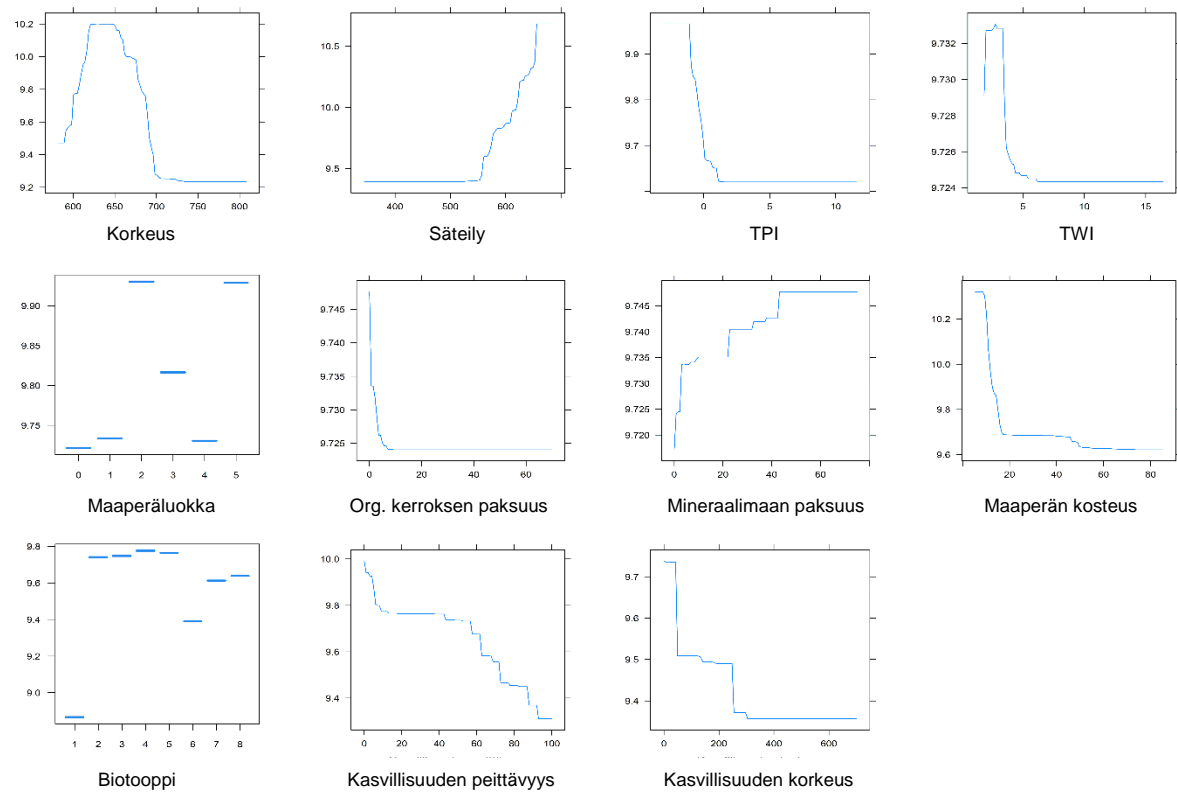
Maaperän lämpötila – kesäkuu



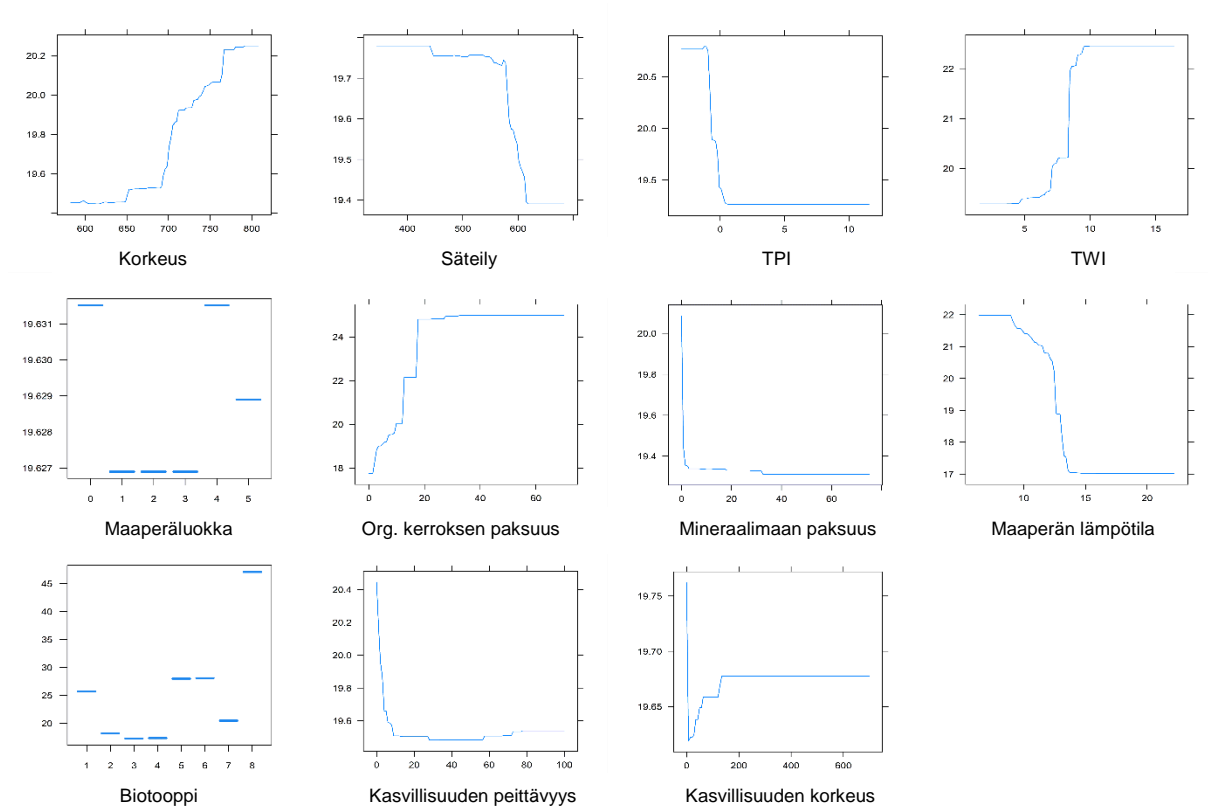
Maaperän kosteus – heinäkuu



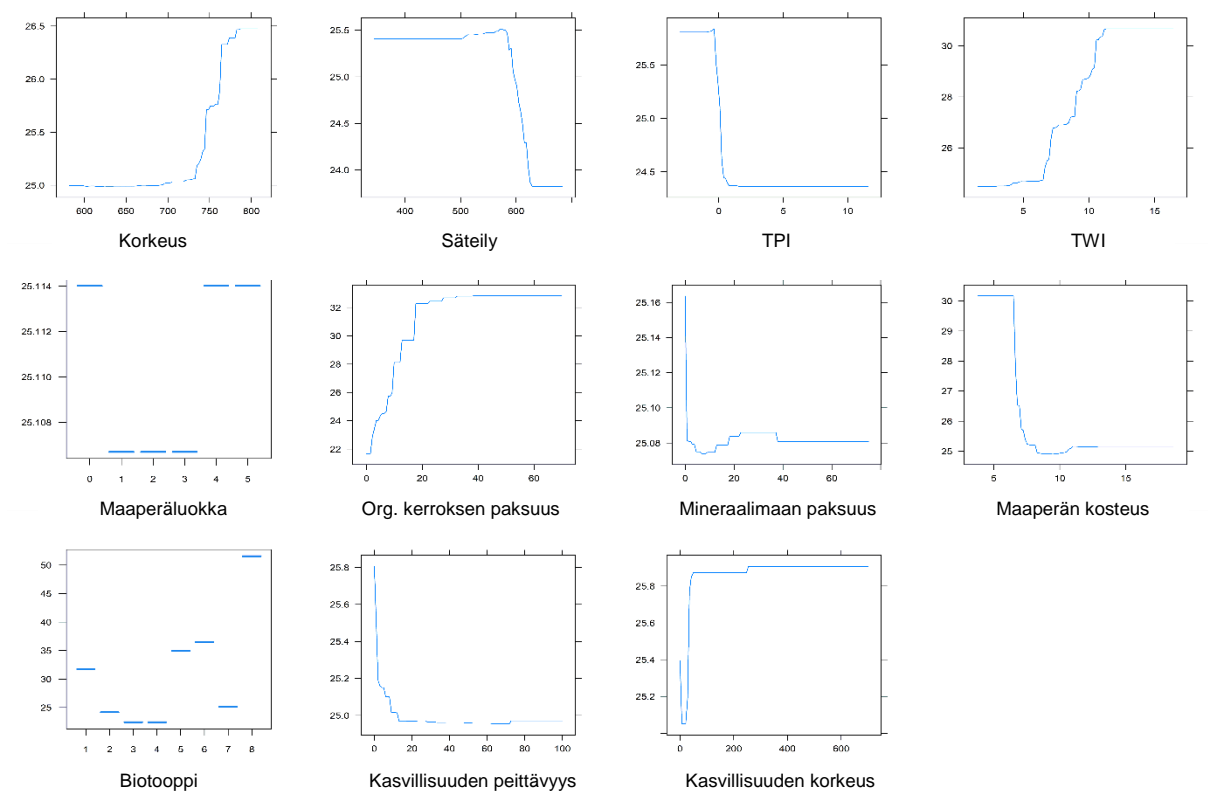
Maaperän lämpötila – heinäkuu



Maaperän kosteus – elokuu

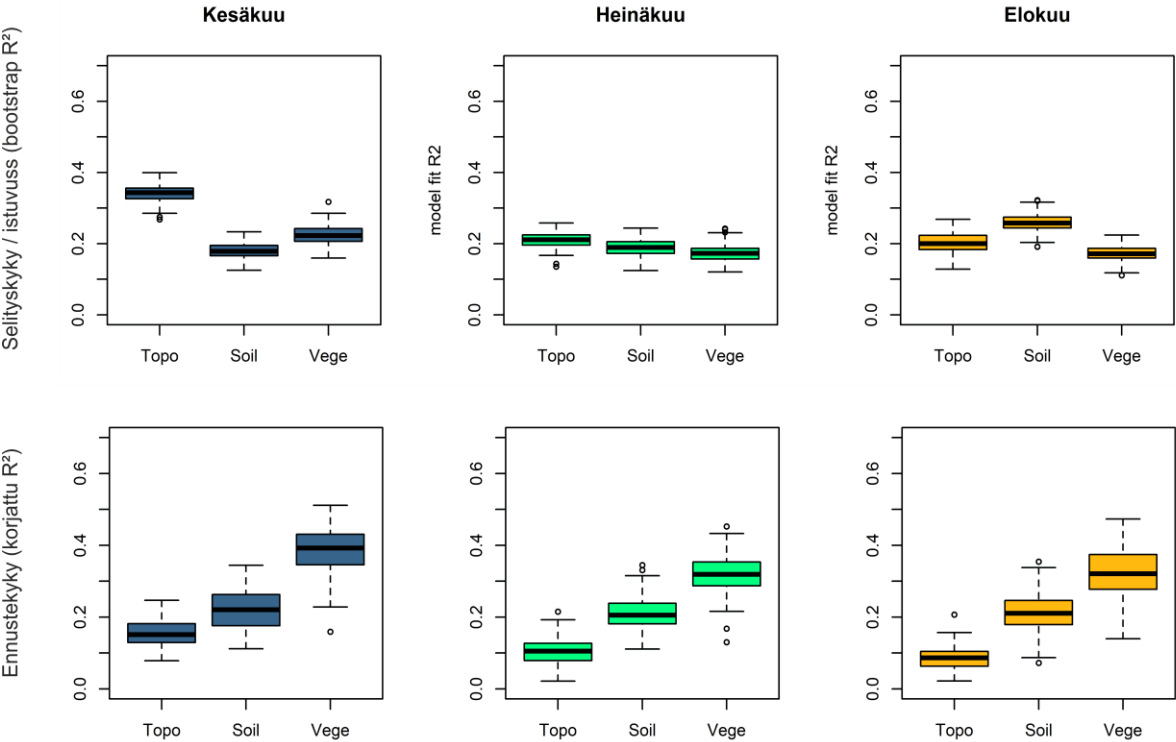


Maaperän lämpötila – elokuu



Liite 11. Yksittäisten muuttujaryhmien vaikutukset selitys- ja ennustekykyihin GBM-malleilla.

A) Maaperän kosteus: yksittäiset muuttujaryhmät (GBM)



B) Maaperän lämpötila: yksittäiset muuttujaryhmät (GBM)

